Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de 3ème Cycle

Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE
Mention : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'UNITÉ DE MOUTIERS
(ZONE DES BRÊCHES DE TARENTAISE)

ENTRE

LE VALLON DU TORRENT DU CORMET DARÊCHES

ET LE HAMEAU DES CHAPIEUX (SAVOIE)

par

Serge FUDRAL

Thèse soutenue le 9 Juillet 1973 devant le jury d'examen

M.	R. Barbier	Professeur	Président
MM.	J. Debelmas	Professeur	Examinateurs
	P. Antoine	Maitre Assistant	Examinateurs

Doctorat de 3eme Cycle
N° d'ordre

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de 3eme Cycle

Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE
Mention : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'UNITÉ DE MOUTIERS
(ZONE DES BRÊCHES DE TARENTAISE)

ENTRE
LE VALLON DU TORRENT DU CORMET DARÊCHES
ET LE HAMEAU DES CHAPIEUX (SAVOIE)

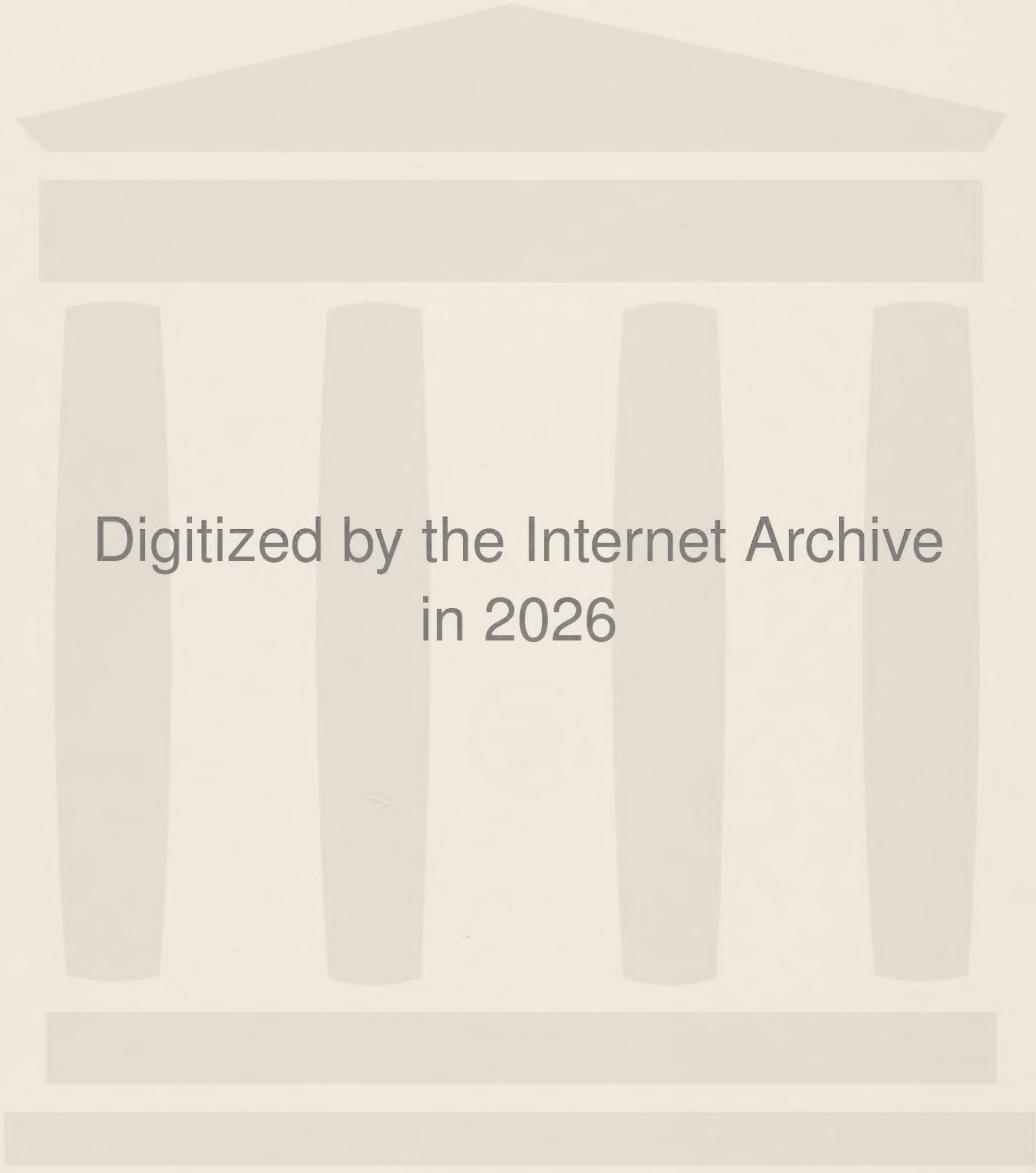
par

Serge FUDRAL

Thèse soutenue le 9 Juillet 1973 devant le jury d'examen

M.	R. Barbier	Professeur	Président
M M.	J. Debelmas	Professeur	Examinateurs
	P. Antoine	Maitre Assistant	Examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41534927_0028

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

LISTE DES PROFESSEURS

Président : Monsieur Michel SOUTIF
Vice-Président : Monsieur Gabriel CAU

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	*Mécanique des fluides*
	ARNAUD Georges	*Clinique des maladies infectieuses*
	ARNAUD Paul	*Chimie*
	AUBERT Guy	*Physique*
	AYANT Yves	*Physique approfondie*
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	*Electrochimie*
MM.	BARBIER Jean-Claude	*Physique expérimentale*
	BARBIER Reynold	*Géologie appliquée*
	BARJON Robert	*Physique nucléaire*
	BARNOUD Fernand	*Biosynthèse de la cellulose*
	BARRA Jean-René	*Statistiques*
	BARRIE Joseph	*Clinique chirurgicale*
	BENOIT Jean	*Radioélectricité*
	BERNARD Alain	*Mathématiques Pures*
	BESSON Jean	*Electrochimie*
	BEZES Henri	*Chirurgie générale*
	BLAMBERT Maurice	*Mathématiques Pures*
	BOLLIET Louis	*informatique (IUT B)*
	BONNET Georges	*Electrotechnique*
	BONNET Jean-Louis	*Clinique ophtalmologique*
	BONNET-EYMARD Joseph	*Pathologie médicale*
	BONNIER Etienne	*Electrochimie Electrométallurgie*
	BOUCHERLE André	*Chimie et Toxicologie*
	BOUCHEZ Robert	*Physique nucléaire*
	BOUSSARD Jean-Claude	*Mathématiques Appliquées*
	BRAVARD Yves	*Géographie*
	BRISSONNEAU Pierre	*Physique du Solide*
	BUYLE-BODIN Maurice	*Electronique*
	CABANAC Jean	*Pathologie chirurgicale*
	CABANEL Guy	*Clinique rhumatologique et hydrologie*
	CALAS François	*Anatomie*
	CARRAZ Gilbert	*Biologie animale et pharmacodynamie*
	CAU Gabriel	*Médecine légale et Toxicologie*
	CAUQUIS Georges	*Chimie organique*
	CHABAUTY Claude	*Mathématiques Pures*
	CHARACHON Robert	*Oto-Rhino-Laryngologie*
	CHATEAU Robert	*Thérapeutique*
	CHENE Marcel	*Chimie papetière*
	COEUR André	*Pharmacie chimique*
	CONTAMIN Robert	*Clinique gynécologique*
	COUDERC Pierre	*Anatomie Pathologique*
	CRAYA Antoine	*Mécanique*
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	*Matière médicale*
MM.	DEBELMAS Jacques	*Géologie générale*

MM.	DEGRANGE Charles	*Zoologie*
	DESRE Pierre	*Métallurgie*
	DESSAUX Georges	*Physiologie animale*
	DODU Jacques	*Mécanique appliquée*
	DOLIQUE Jean-Michel	*Physique des plasmas*
	DREYFUS Bernard	*Thermodynamique*
	DUCROS Pierre	*Cristallographie*
	DUGOIS Pierre	*Clinique de Dermatologie et Syphilligraphie*
	FAU René	*Clinique neuro-psychiatrique*
	FELICI Noël	*Electrostatique*
	GAGNAIRE Didier	*Chimie physique*
	GALLISSOT François	*Mathématiques Pures*
	GALVANI Octave	*Mathématiques Pures*
	GASTINEL Noël	*Analyse numérique*
	GEINDRE Michel	*Electroradiologie*
	GERBER Robert	*Mathématiques Pures*
	GIRAUD Pierre	*Géologie*
	KLEIN Joseph	*Mathématiques Pures*
Mme	KOFLER Lucie	*Botanique et Physiologie végétale*
MM.	KOSZUL Jean-Louis	*Mathématiques Pures*
	KRAVTCHENKO Julien	*Mécanique*
	KUNTZMANN Jean	*Mathématiques Appliquées*
	LACAZE Albert	*Thermodynamique*
	LACHARME Jean	*Biologie végétale*
	LAJZEROWICZ Joseph	*Physique*
	LATREILLE René	*Chirurgie générale*
	LATURAZE Jean	*Biochimie pharmaceutique*
	LAURENT Pierre	*Mathématiques Appliquées*
	LEDRU Jean	*Clinique médicale B*
	LLIBOUTRY Louis	*Géophysique*
	LOUP Jean	*Géographie*
Mlle	LUTZ Elisabeth	*Mathématiques Pures*
MM.	MALGRANGE Bernard	*Mathématiques Pures*
	MALINAS Yves	*Clinique obstétricale*
	MARTIN-NOEL Pierre	*Seméiologie médicale*
	MASSEPORT Jean	*Géographie*
	MAZARE Yves	*Clinique médicale A*
	MICHEL Robert	*Minéralogie et Pétrographie*
	MOURIQUAND Claude	*Histologie*
	MOUSSA André	*Chimie nucléaire*
	NEEL Louis	*Physique du Solide*
	OZENDA Paul	*Botanique*
	PAUTHENET René	*Electrotechnique*
	PAYAN Jean-Jacques	*Mathématiques Pures*
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	*Physique*
	PERRET René	*Servomécanismes*
	PILLET Emile	*Physique industrielle*
	RASSAT André	*Chimie systématique*
	RENARD Michel	*Thermodynamique*
	REULOS René	*Physique industrielle*
	RINALDI Renaud	*Physique*
	ROGET Jean	*Clinique de pédiatrie et de puériculture*
	SANTON Lucien	*Mécanique*

MM.	SEIGNEURIN Raymond	*Microbiologie et Hygiène*
	SENGEL Philippe	*Zoologie*
	SILBERT Robert	*Mécanique des fluides*
	SOUTIF Michel	*Physique générale*
	TANCHE Maurice	*Physiologie*
	TRAYNARD Philippe	*Chimie générale*
	VAILLAND François	*Zoologie*
	VALENTIN Jacques	*Physique Nucléaire*
	VAUQUOIS Bernard	*Calcul électronique*
Mme	VERAIN Alice	*Pharmacie galénique*
M.	VERAIN André	*Physique*
Mme	VEYRET Germaine	*Géographie*
MM.	VEYRET Paul	*Géographie*
	VIGNAIS Pierre	*Biochimie médicale*
	YOCCOZ Jean	*Physique nucléaire théorique*

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	BULLEMER Bernhard	*Physique*
	HANO JUN-ICHI	*Mathématiques Pures*
	STEPHENS Michaël	*Mathématiques Appliquées*

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M.	BEAUDOING André	*Pédiatrie*
Mme	BERTRANDIAS Françoise	*Mathématiques Pures*
MM.	BERTRANDIAS Jean-Paul	*Mathématiques Appliquées*
	BIAREZ Jean-Pierre	*Mécanique*
	BONNETAIN Lucien	*Chimie minérale*
Mme	BONNIER Jane	*Chimie générale*
MM.	CARLIER Georges	*Biologie végétale*
	COHEN Joseph	*Electrotechnique*
	COUMES André	*Radioélectricité*
	DEPASSEL Roger	*Mécanique des fluides*
	DEPORTES Charles	*Chimie minérale*
	GAUTIER Yves	*Sciences biologiques*
	GAVEND Michel	*Pharmacologie*
	GERMAIN Jean-Pierre	*Mécanique*
	GIDON Paul	*Géologie et Minéralogie*
	GLENAT René	*Chimie organique*
	HACQUES Gérard	*Calcul numérique*
	JANIN Bernard	*Géographie*
Mme	KAHANE Josette	*Physique*
MM.	MULLER Jean-Michel	*Thérapeutique*
	PERRIAUX Jean-Jacques	*Géologie et Minéralogie*
	POULOUJADOFF Michel	*Electrotechnique*
	REBECQ Jacques	*Biologie (CUS)*
	REVOL Michel	*Urologie*
	REYMOND Jean-Charles	*Chirurgie générale*
	ROBERT André	*Chimie papetière*
	DE ROUGEMONT Jacques	*Neurochirurgie*

MM.	SARRAZIN Roger	*Anatomie et chirurgie*
	SARROT-REYNAULD Jean	*Géologie*
	SIBILLE Robert	*Construction Mécanique*
	SIROT Louis	*Chirurgie générale*
Mme	SOUTIF Jeanne	*Physique générale*

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

Mlle	AGNIUS-DELORD Claudine	*Physique pharmaceutique*
Mlle	ALARY Josette	*Chimie analytique*
MM.	AMBLARD Pierre	*Dermatologie*
	AMBROISE-THOMAS Pierre	*Parasitologie*
	ARMAND Yves	*Chimie*
	BEGUIN Claude	*Chimie organique*
	BELORIZKY Elie	*Physique*
	BENZAKEN Claude	*Mathématiques Appliquées*
	BILLET Jean	*Géographie*
	BLIMAN Samuel	*Electronique (EIE)*
	BLOCH Daniel	*Electrotechnique*
Mme	BOUCHE Liane	*Mathématiques (CUS)*
MM.	BOUCHET Yves	*Anatomie*
	BOUVARD Maurice	*Mécanique des fluides*
	BRODEAU François	*Mathématiques (IUT B)*
	BRUGEL Lucien	*Energétique*
	BUISSON Roger	*Physique*
	BUTEL Jean	*Orthopédie*
	CHAMBAZ Edmond	*Biochimie médicale*
	CHAMPETIER Jean	*Anatomie et organogénèse*
	CHIAVERINA Jean	*Biologie appliquée (EFP)*
	CHIBON Pierre	*Biologie animale*
	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	*Spectrométrie physique*
	COLOMB Maurice	*Biochimie médicale*
	CONTE René	*Physique*
	COULOMB Max	*Radiologie*
	CROUZET Guy	*Radiologie*
	DURAND Francis	*Métallurgie*
	DUSSAUD René	*Mathématiques (CUS)*
Mme	ETERRADOSSI Jacqueline	*Physiologie*
MM.	FAURE Jacques	*Médecine légale*
	GENSAC Pierre	*Botanique*
	GIDON Maurice	*Géologie*
	GRIFFITHS Michaël	*Mathématiques Appliquées*
	GROULADE Joseph	*Biochimie médicale*
	HOLLARD Daniel	*Hématologie*
	HUGONOT Robert	*Hygiène et Médecine préventive*
	IDELMAN Simon	*Physiologie animale*
	IVANES Marcel	*Electricité*
	JALBERT Pierre	*Histologie*
	JOLY Jean-René	*Mathématiques Pures*
	JOUBERT Jean-Claude	*Physique du Solide*
	JULLIEN Pierre	*Mathématiques Pures*
	KAHANE André	*Physique générale*

MM.	KUHN Gérard	*Physique*
	LACOUME Jean-Louis	*Physique*
Mme	LAJZEROWICZ Jeannine	*Physique*
MM.	LANCIA Roland	*Physique atomique*
	LE JUNTER Noël	*Electronique*
	LEROY Philippe	*Mathématiques*
	LOISEAUX Jean-Marie	*Physique Nucléaire*
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	*Physique Nucléaire*
	LUU DUC Cuong	*Chimie Organique*
	MACHE Régis	*Physiologie végétale*
	MAGNIN Robert	*Hygiène et Médecine préventive*
	MARECHAL Jean	*Mécanique*
	MARTIN-BOUYER Michel	*Chimie (CUS)*
	MAYNARD Roger	*Physique du Solide*
	MICHOULIER Jean	*Physique (IUT A)*
	MICOUD Max	*Maladies infectieuses*
	MOREAU René	*Hydraulique (INP)*
	NEGRE Robert	*Mécanique*
	PARAMELLE Bernard	*Pneumologie*
	PECCOUD François	*Analyse (IUT B)*
	PEFFEN René	*Métallurgie*
	PELMONT Jean	*Physiologie animale*
	PERRET Jean	*Neurologie*
	PERRIN Louis	*Pathologie expérimentale*
	PFISTER Jean-Claude	*Physique du Solide*
	PHELIP Xavier	*Rhumatologie*
Mlle	PIERY Yvette	*Biologie animale*
MM.	RACHAIL Michel	*Médecine Interne*
	RACINET Claude	*Gynécologie et obstétrique*
	RENAUD Maurice	*Chimie*
	RICHARD Lucien	*Botanique*
Mme	RINAUDO Marguerite	*Chimie macromoléculaire*
MM.	ROMIER Guy	*Mathématiques (IUT B)*
	SHOM Jean-Claude	*Chimie Générale*
	STIEGLITZ Paul	*Anesthésiologie*
	STOEBNER Pierre	*Anatomie pathologique*
	VAN CUTSEM Bernard	*Mathématiques Appliquées*
	VEILLON Gérard	*Mathématiques Appliquées (INP)*
	VIALON Pierre	*Géologie*
	VOOG Robert	*Médecine interne*
	VROUSSOS Constantin	*Radiologie*
	ZADWORNY François	*Electronique*

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	BOUDOURIS Georges	*Radioélectricité*
	CHEEKE John	*Thermodynamique*
	GOLDSCHMIDT Hubert	*Mathématiques*
	SIDNEY STUARD	*Mathématiques Pures*
	YACOUD Mahmoud	*Médecine légale*

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

Mme	BERIEL Hélène	*Physiologie*
Mme	RENAUDET Jacqueline	*Microbiologie*

Fait le 30 mai 1972

à mes parents,

à ma femme,

à mes amis.

J'exprime ma profonde gratitude

à Monsieur P. ANTOINE, qui a bien voulu m'accorder sa confiance en m'offrant ce sujet de thèse et contribuer à ce travail par ses sorties sur le terrain et les nombreuses discussions que nous avons eues ensemble ;

à Monsieur R. BARBIER qui, malgré ses nombreuses occupations a suivi ce travail depuis ses débuts ;

à Monsieur J. DEBELMAS pour l'intérêt qu'il a porté à ces recherches ;

à Messieurs P. GIDON et B. DOUDOUX qui m'ont accordé les plus grandes facilités de travail au Laboratoire de Géologie du CENTRE UNIVERSITAIRE DE SAVOIE ;

à Monsieur et Madame ARNAUD, pour leurs connaissances en Sédimentologie et Micropaléontologie dont ils m'ont fait profiter ;

à J. COLLART, camarade de thèse ;

à Messieurs TELMAT et LAPERRIERE, et tout spécialement à Madame GINET, Messieurs CORSI et REGETTI sans qui cet ouvrage n'aurait pu voir le jour ;

Enfin au Service de la Carte Géologique de la France et au C.A.F. de Savoie ; le premier pour son aide financière, le second pour son refuge hospitalier au lac de Presset.

SOMMAIRE

Pages

Introduction

I. Cadre géographique ; schéma structural et orohydrographique de l'Unité de Moutiers dans la région de Bourg-Saint-Maurice 3

2. Définitions 5

3. Historique des recherches 6
1. Epoque antérieure aux travaux de H. SCHOELLER 6
2. Les travaux de H. SCHOELLER 8
3. De SCHOELLER à nos jours 9

I - ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Généralités 13

1°/- Le Substratum 14

1A. Les terrains cristallins et cristallophylliens 14
1B. Les terrains du Carbonifère 14
B_1. Unité de Moutiers 14
B_2. Au front de l'Unité du Roignais-Versoyen 14
B_3. Au front de l'Unité de Salins 14
Conclusions 15
1C. Le Permien 15
1. Généralités 15
2. Distribution géographique 16
3. Synthèse des divers faciès 16
4. Etude d'une coupe type. Le massif de la Lanche des chamois 17
Conclusions 20
Conclusion générale 20
1D. Le Trias 21
α. Le Trias inférieur 21
1. Etude de quelques coupes 21
1° La coupe du Point coté 2270 au coeur de la Combe de la Nova 21
Conclusions 25
2° Les autres coupes du Trias inférieur 26
. Le massif de Rocheboc 27
. Dans le massif du Mont Gargan 28
2. Synthèse des divers faciès et données stratigraphiques 29
3. Conclusions sur le Trias inférieur 29

β. Le Trias moyen 30
1. Distribution géographique 31
2. Etudes de coupes types 31
a. Le Trias moyen du Point coté 2270 31
conclusions 32

b. Le Trias moyen du Massif de Rocheboc 34
3. Autres coupes du Trias moyen 37
4. Conclusions sur le Trias moyen 39

γ. Le Trias supérieur 40
1. Les différents faciès 42
1A. domaine des écailles externes : Le Trias supérieur du Chevauchement pennique frontal 42
1B. domaine Portetta-Grand Fond 42
I. terrains attribuables au Trias supérieur adhérents aux séries du Trias moyen 42
II. terrains attribuables au Trias supérieur adhérents aux séries du Lias 49
III. autres possibilités. Conclusions 50
2. Conclusions relatives au Trias supérieur 53

ε. Conclusions sur l'ensemble du Trias. Synthèse stratigraphique et évolution paléogéographique 54

1E. Le Lias 56
1° Généralités 56
2° Distribution géographique 58
3° Description de quelques coupes 58
a. domaine des écailles externes 58
b. domaine Portetta-Grand Fond 58
. Coupe du versant Ouest du PC 2692. Conclusions 59
. Eléments de séries liasiques dans la Brèche du massif du Grand Fond. Conclusions 60
c. sur la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond 62
4° Conclusions sur le Lias 63
Importance de l'érosion anté-liasique 64

1F. Le Dogger 65
1° Description des faciès 65
A. domaine des écailles externes 65
B. domaine Portetta-Grand Fond 66
x. Les brèches du massif du Grand Fond 66
x. A partir du Pic de Charbonnière et vers le Sud 68
x. L'Ecaille de Crêt Baudin 68
Conclusions 72
2° Conclusions relatives au Dogger 72

2°/- Le Flysch 75
Historique 75
1. Histoire de la sédimentogénèse dans notre secteur entre la fin du Dogger et le début du dépôt du Flysch de Tarentaise 76
2. Etude des ensembles lithologiques du Flysch de Tarentaise dans le secteur étudié 77
a. La formation détritique basale 77
1° dans le domaine Portetta-Grand Fond 77
x. Etude stratigraphique. Conclusions
x. Aspects sédimentologiques
x. Variations de faciès
x. Epaisseur de la formation détritique basale

2º dans le domaine des écailles externes 82
3º au niveau du front Ouest de l'Unité du Roignais-Versoyen 82
Conclusions 83
b. Les schistes noirs à quartzites verts ou Couches des Marmontains 83
x. dans l'Unité de Moutiers 84
x. au front de l'Unité du Roignais-Versoyen 84
c. La série terminale ou Couches de Saint Christophe ... 85
1º Les grès calcarifères microbréchiformes 85
Conclusions 86
2º Le flysch proprement dit 86
Conclusions 87
3. Aspects stratigraphiques 88
α† l'âge des divers ensembles lithologiques 88
β. Importance et modalités de l'érosion antéflysch..... 91
4. Conclusions générales 92

II - ETUDE TECTONIQUE 95

1°/- Unités structurales et clivages tectoniques 95
A. Rappel des subdivisions adoptées pour l'Unité de Moutiers dans notre secteur .....
B. Individualité structurale de l'Unité de Moutiers

2°/- Structures tectoniques des divers domaines 97
A. Le domaine des écailles externes 98
1. Limites 98
2. Constitution géologique 98
3. Structure de ce domaine 98
4. Conclusion 98
B. Le domaine Portetta-Grand Fond s. str. 99
1. Limites 99
2. Constitution géologique 99
3. Structure de ce domaine 99
. Les styles tectoniques du Sud vers le Nord
x. du torrent du Cormet d'Arêches au Roc de Charbonnière.
x. du Roc de Charbonnière au Col de Bresson.
x. au delà du Col de Bresson.
C. La marge interne du domaine Portetta-Grand Fond 105
D. Le Front Ouest de l'Unité du Roignais-Versoyen 105
1. Limites 105
2. Constitution géologique 106
3. Structure 106
x. au Sud, entre le torrent du Cormet d'Arêches et les chalets de la Balme.
x. au Nord, à partir des chalets de la Balme.
Conclusions 109
Structures tectoniques et niveaux de décollements.

3°/- Chronologie des déformations. Les tectoniques superposées.. 111
a. avant le dépôt du Flysch 111
b. une fois le Flysch déposé 111

4°/- Conclusions 113

III - CONCLUSIONS GENERALES 114

Evolution paléogéographique et géodynamique du secteur étudié.

. Coupes transversales sériées interprétatives 117

. Bibliographie 131

LISTE DES FIGURES

Pages

1. Cadre structural de l'Unité de Moutiers dans la région de Bourg-Saint-Maurice 2
2. Schéma orohydrographique et principaux clivages tectoniques de l'Unité de Moutiers 4
3. Variations lithologiques du Néo-Permien dans le massif de la Lanche des Chamois 18
4. Coupe du Point coté 2270. Succession lithologique synthétique des terrains du Néo-Permien et du Werfénien.. 23
5. Passage des quartzites noirs aux schistes noirs à interlits dolomitiques dans le massif de Rocheboc 27
6. Succession lithologique des terrains du Trias moyen au Point coté 2270 (Combe de la Nova) 31
7. Phénomène de Slumping dans un banc des niveaux (15) (coupe du PC 2270) 35
8. Le massif de Rocheboc. Succession lithologique des terrains du Trias moyen 36
9. Extrémité Nord-Est de la crête du massif du Grand Fond. Succession lithologique des terrains du Trias moyen .. 38
10. Schéma d'une brèche intraformationnelle dans le Trias moyen 40
11. Massif du col oriental du Grand Fond. Série Post-Ladinienne 43
12. Massif de Trias calcaire du col oriental du Grand Fond. Vue de l'Ouest 45
13. Même massif, vu de l'Est 45
14. Coupe schématique du versant Ouest du massif de Crêt Baudin 48
15. Synthèse stratigraphique du Trias. Position paléogéographique des diverses coupes (essai) 57
16. Coupes schématiques du Dogger 69
17. Panorama de la Combe de la Nova vu du PC 2270 70
18. Massif de Crêt Baudin. Les terrains post-liasiques ... 71
19. Style tectonique du domaine Portetta-Grand Fond entre la Pointe de Portetta et la Grande Parei 103
20. Détails des structures (diverticulation ; structure collapse) 104

LISTE DES PHOTOS

Pages

1. Banc de quartzite du niveau 2 II et son interprétation (Trias inférieur) 23

2. Détail des quartzites du niveau II 24

3. Matrice argilitique d'un banc du niveau II 24

4. Ripple-marks à la surface des bancs de quartzites noirs (bloc éboulé du flanc Ouest du Mont Gargan) 24

5. Détail de la discordance par ravinement, séparant les calcaires en gros bancs à silex (A.) - niveaux (12) de la coupe du PC 2270 des dolomies bréchoïdes (B) - niveau (13) de cette même coupe 35

6. Détail du niveau ferrugineux séparant les quartzites du Néo-Permien du marbre blanc attribué au Lias (planche hors texte n° 4).

7. Coupe du versant Ouest de Pierra Menta 89

8. Trace de la discordance entre les conglomérats de la base du Flysch et le substratum triasique (- cliché P. ANTOINE -) 90

9. Taille des blocs et des galets de calcaires ou de dolomies sur la surface de l'un des premiers bancs de la Formation basale du Flysch 90

10. Niveaux gréseux du sommet de la formation détritique basale du Flysch 90

11. Bancs conglomératiques et érosions basales 90

12. Banc polyséquentiel à la base du flysch s. str. ou Couches de Saint Christophe 90

13. Le versant Ouest du Mont Gargan 107

14. Le versant Ouest - Sud-Ouest de l'Aiguille de la Nova . 108

15. Microplis des Couches des Marmontains 108

16. Panorama de la Pierra Menta au Mont Rosset vu du refuge de Presset (planche hors texte n° 1).

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

1. Panorama de la Pierra Menta vu du refuge de Presset.
2. Le massif du Point coté 2270 (Combe de la Nova) et sa coupe synthétique.
3. Le massif de Rocheboc.
4. Panorama du versant Ouest du Point coté 2692 (Alt. 2200m.) (x = 938,50 - y = 84,85) et sa coupe synthétique.
5. Panorama du massif du Grand Fond vu du front Ouest de l'Unité du Roignais-Versoyen, au PC 2695.
6. Profil synthétique du Flysch de Tarentaise sur l'axe Pointe de Portetta-Aiguille du Grand Fond.
7. Le Flysch de Tarentaise. Variations de faciès et d'épaisseurs des diverses séries.
8. Schéma structural.

INTRODUCTION

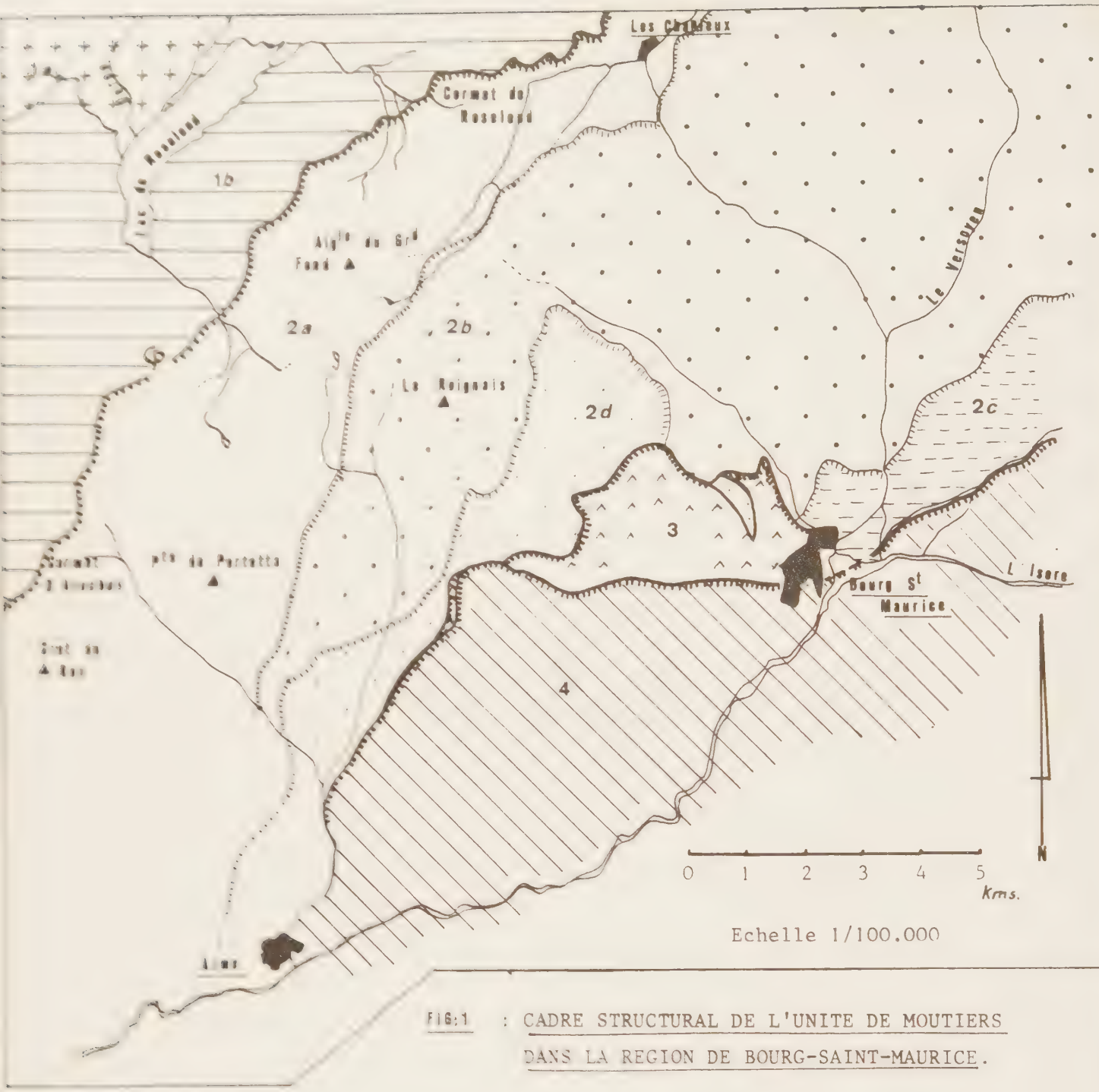


FIG:1 : CADRE STRUCTURAL DE L'UNITE DE MOUTIERS DANS LA REGION DE BOURG-SAINT-MAURICE.

1 Zone Dauphinoise autochtone

1a: Cristallin
1b: Couverture sédimentaire

Chevauchement Pennique Frontal

: Clivages majeurs

2 Nappe des Brèches de Tarentaise

2a: Unité de Moutiers
2b: Unité du Roignais-Versoyen
2c: Unité du Petit Saint Bernard
2d: Unité de Salins

3 Gypses

4 Zone Briançonnaise

(*inspiré de P. ANTOINE* : 1971)

I - Cadre géographique ; schéma structural et orohydrographique de l'Unité de Moutiers, dans la région de Bourg-Saint-Maurice.

Cette étude d'une partie de *l'Unité de Moutiers* se place dans le contexte beaucoup plus vaste des recherches effectuées depuis 1963 par P. ANTOINE (1971), sur la *Zone des Brèches de Tarentaise*, dans la région de Bourg-Saint-Maurice et jusqu'aux confins italo-suisses ; en même temps elle s'intègre dans le cadre de la réédition de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50.000ème.

L'Unité de Moutiers, telle qu'elle a été définie par P. ANTOINE (1970) correspond à la partie la plus occidentale de la *Digitation de Moutiers* de R. BARBIER (1948) ; elle s'épanouit largement, du Nord vers le Sud, à partir de la frontière franco-italienne jusque dans la région de Moutiers au contact avec la *Zone Dauphinoise*.

Inclus dans ces limites, le terrain de mes recherches débute au Sud au niveau de la Vallée du Torrent du Cormet d'Arêches et se termine au Nord - Nord-Est, au hameau des Chapieux ; sa bordure Ouest coïncide avec le Chevauchement Pennique Frontal souligné par des alignements de gypses et de cargneules ; côté Est, les combes de la Nova au Nord, de la Cerdosse et de la Portetta au Sud nous séparent de l'Unité plus interne du *Roignais-Versoyen*. (fig. 1).

Morphologiquement, trois grands secteurs parallèles et alignés Sud-Ouest-Nord-Est peuvent être individualisés d'Ouest en Est :

1- une zone de collines faisant suite sans interruption à celles de la *Zone Dauphinoise ;*

2- une ligne de crêtes, allant de la Pointe de Portetta au Sud, à l'Aiguille du Grand Fond au Nord, en passant successivement par la Grande Parei, la Pierra Menta et l'Aiguille de Presset, sommets tous d'altitude supérieure à 2.500 mètres ; c'est l'ossature morphologique de la région étudiée ;

3- plusieurs vallons ou combes, parsemés de massifs rocheux, assurant la transition avec la ligne de crêtes, plus importante encore, de la bordure Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*. (fig. 2).

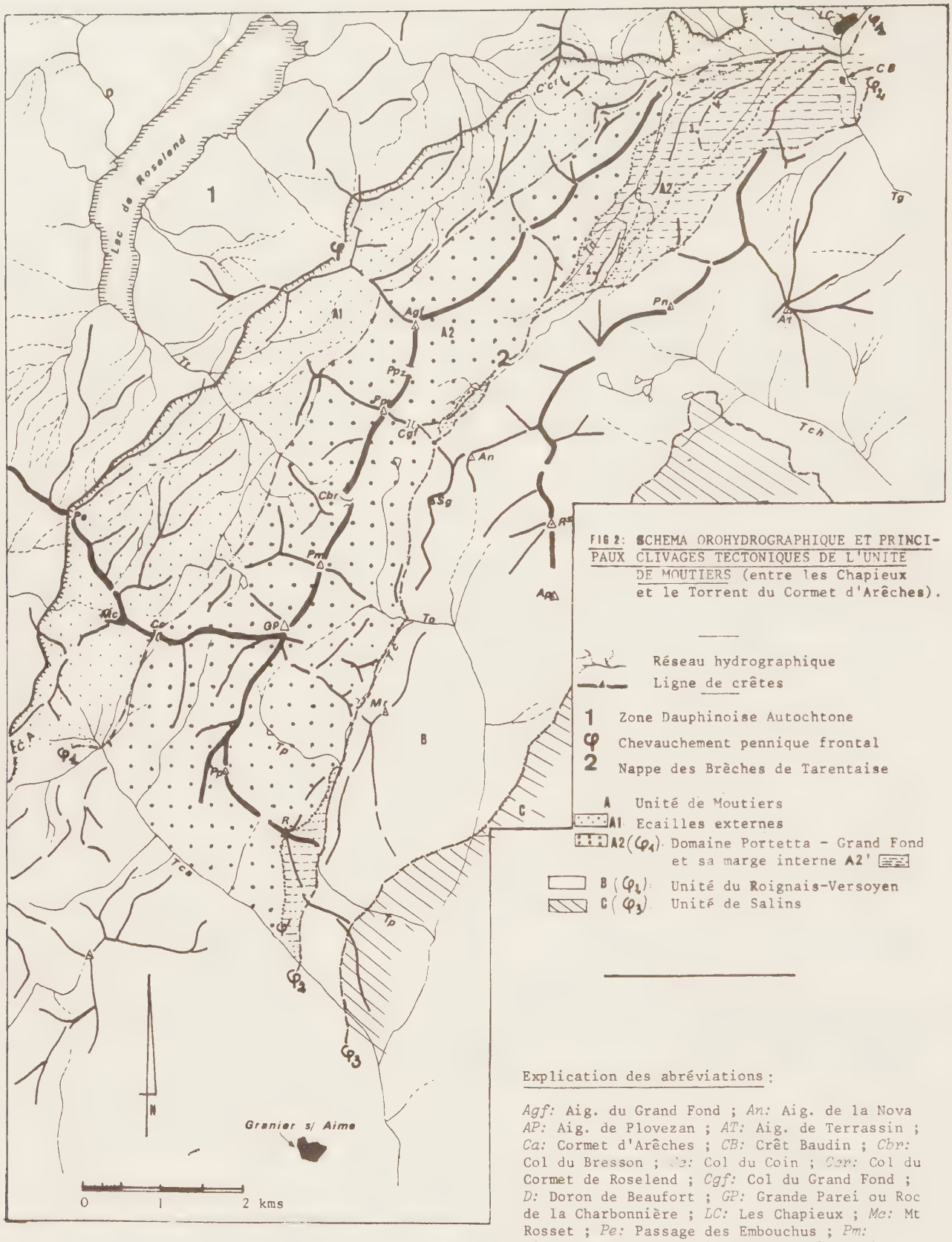


FIG 2: SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE ET PRINCIPAUX CLIVAGES TECTONIQUES DE L'UNITE DE MOUTIERS (entre les Chapieux et le Torrent du Cormet d'Arêches).

Réseau hydrographique
Ligne de crêtes

1 Zone Dauphinoise Autochtone
φ Chevauchement pennique frontal
2 Nappe des Brèches de Tarentaise

A Unité de Moutiers
A1 Ecailles externes
A2 (φ_1) Domaine Portetta - Grand Fond et sa marge interne A2'
B (φ_1) Unité du Roignais-Versoyen
C (φ_3) Unité de Salins

Explication des abréviations :

Agf: Aig. du Grand Fond ; *An:* Aig. de la Nova *AP:* Aig. de Plovezan ; *AT:* Aig. de Terrassin ; *Ca:* Cormet d'Arêches ; *CB:* Crêt Baudin ; *Cbr:* Col du Bresson ; *Co:* Col du Coin ; *Cgr:* Col du Cormet de Roselend ; *Cgf:* Col du Grand Fond ; *D:* Doron de Beaufort ; *GP:* Grande Parei ou Roc de la Charbonnière ; *LC:* Les Chapieux ; *Mc:* Mt Rosset ; *Pe:* Passage des Embouchus ; *Pm:* Pierra Menta ; *Pn:* Pointe Noire ; *Pp:* Pointe de Portetta ; *rpt:* Pointe de Presset ; *Ppz:* Passage de Parozan ; *R:* Rocheboc ; *Rs:* Roignais ; *Sg:* Sommet du Gargan ; *Tca:* Torrent du Cormet d'Arêches ; *Tc:* Torrent de la Cerdosse ; *Tch:* Torrent du Charbonnet ; *Tg:* Torrent des Glaciers ; *Tn:* Torrent de la Nova ; *To:* Torrent de l'Ormente ; *Tp:* Torrent de la Portetta ; *Tt:* Torrent de Treicol.
1: PC 2692 ; *2:* PC 2270 ; *3:* PC 2092 ; *4:* PC 2090.

II - Définitions

Il est apparu que les grandes subdivisions morphologiques dont il vient d'être question, correspondaient à des traits structuraux et stratigraphiques originaux. En effet, schématiquement il est possible de caractériser ces trois grands secteurs de la façon suivante :

- le plus externe, c'est-à-dire le plus à l'Ouest, présente une suite de plis très serrés, bien souvent écaillés, dans lesquels le Flysch bien que peu épais affleure largement ;

- le plus interne, est constitué également d'écailles mais chacune d'entre elles montre une série stratigraphique uniquement représentée par du "substratum" (1) c'est-à-dire par des terrains tous antérieurs au Flysch ;

- enfin le secteur intermédiaire riche de son épaisse série de Flysch reposant sur un substratum lui aussi épais dans lequel se distinguent surtout les quartzites permo-triasiques et les Brèches du Massif du Grand Fond. La structure est schématiquement celle d'un anticlinal.

L'histoire géologique de ces trois secteurs est homogène mais pour la suite de l'exposé et lorsque pour une plus grande clarté cela sera nécessaire nous distinguerons :

- un domaine externe ou domaine des écailles externes ; ce secteur n'ayant pas été parcouru en totalité, seules quelques coupes ou remarques stratigraphiques seront mentionnées ;

- le domaine Portetta - Grand Fond, et sa marge interne (fig. 2).

Outre *l'Unité de Moutiers*, le présent travail aborde également le front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen* et une toute petite partie de *l'Unité de Salins*. Mention sera donc faite des observations effectuées sur chacune d'entre elles.

---

(1) *Terme employé par P. ANTOINE (1971) et conservé ici avec la même signification.*

III - Historique des recherches

La portion de *l'Unité de Moutiers* étudiée ici est une petite partie de l'ensemble structural beaucoup plus vaste que représente la *Zone des Brèches de Tarentaise*. Afin de ne pas reproduire les chapitres très documentés, consacrés au même problème, dans les ouvrages de H. SCHOELLER (Historique du XVIIIème siècle jusqu'en 1928) et de P. ANTOINE (Historique de 1929 à nos jours) l'accent sera mis de préférence sur les principales découvertes effectuées uniquement dans notre secteur. Parallèlement, l'évolution des travaux et des idées concernant les régions voisines, en même temps que leur influence, seront mentionnées.

Schématiquement, les divers travaux parus se répartissent en trois grandes périodes, parmi lesquelles celle de H. SCHOELLER qui fut capitale.

1- Epoque antérieure aux travaux de SCHOELLER.

Parmi les nombreux auteurs qui, de la fin du XVIIIème siècle jusqu'en 1927, tenteront de trouver une logique dans la stratigraphie des terrains de la Tarentaise, quatre à cinq noms sont à retenir par l'importance de leurs découvertes.

Tout d'abord KILIAN et REVIL (1893) qui établissent la première stratigraphie cohérente de cette région en faisant la part successive des terrains revenant au Houiller, au Trias, au Lias, et même au Nummulitique. Ils croient reconnaître ce dernier dans le haut vallon du Torrent du Cormet d'Arêches, au Col du Coin, et sur les crêtes allant de la Pointe de Portetta à l'Aiguille du Grand Fond.

Puis M. BERTRAND ; dans sa note de 1896 il tente une première esquisse structurale de la région en juxtaposant axes structuraux et terrains affleurants : les calcaires, les dolomies, les cargneules et les gypses marquent le coeur des anticlinaux ; le Lias calcaire et bréchique celui des synclinaux. Il souligne l'existence de faciès particuliers - schistes noirs, rouges et verts - qu'il attribue au Trias sans déceler leur signification profonde. (C'est la première mention indirecte du "front pennique").

La même année E. HAUG sépare de la *Zone du Briançonnais "La Zone*

des Aiguilles d'Arves". Pour lui, elle naît au Sud de l'Isère et se poursuit jusqu'en arrière du Mont Blanc.

En 1897 paraît la première édition de la feuille Albertville au 1/80.000ème dessinée par M. BERTRAND. Deux faits sont à noter.

1) les niveaux inférieurs, moyens et supérieurs du Trias sont déjà plus ou moins bien individualisés ;

2) des terrains identiques d'aspect sont affectés d'âges différents suivant leur position géographique : en particulier la formation détritique basale du Flysch, qui est attribuée au Lias dans le Massif du Roignais par exemple, au Nummulitique à la Pointe de Portetta et à l'Aiguille du Grand Fond.

Quelques années plus tard en 1912, M. GIGNOUX parcourt le secteur compris entre Aime et les Chapieux. Il décrit la première coupe du Trias près des chalets de la Balme ; il attribue au Lias les brèches à ciment calcaire venant au dessus de ce Trias (au Mont Gargan par exemple) ; par contre il rapporte au Tertiaire celles de la Portetta et de Pierra Menta, et ce pour les raisons suivantes : "*Les principaux arguments en faveur de l'âge tertiaire des Brèches de Pierra Menta sont d'abord des raisons de continuité tectonique : elles se trouvent dans le prolongement de la zone du Flysch, bien développée plus au Sud*". D'autre part, pour la première fois il fait mention d'assises peu épaisses, sans caractères propres entre ces conglomérats tertiaires et les quartzites triasiques. Ultérieurement H. SCHOELLER les attribuera au Dogger.

Un an plus tard M. GIGNOUX observe une section de belemnite dans un niveau de brèches à l'Est du Mont Coin. Il attribue donc ces dernières au Lias du Type Villette. Il ajoute à propos des couches qui viennent immédiatement au dessus de ces brèches : "*les assises supérieures de la coupe se voient en remontant l'arête entre le Mont Coin et la Grande Parei. On y voit les faciès devenir plus schisteux mais il y a constamment des intercalations de brèches ou de microbrèches de manière que l'on a bien un seul et même ensemble, le même qu'à Villette*". Ainsi, avec la découverte de cette section de belemnite, le Flysch dans sa totalité devient liasique.

Toujours en 1913, Ch. PUSSENOT se penche sur les différents horizons bréchiques qui affleurent dans le Massif du Grand Fond. "*En résumé*" dit-il "*les brèches du Massif de l'Aiguille du Grand Fond sont transgressives, et reposent soit sur les quartzites, soit sur les calcaires du Trias. Tous les éléments qui les composent se rencontrent dans leur substratum. Elles s'associent ensuite à des grès, leur ciment devient siliceux, leur cohésion augmente dans de notables proportions ainsi que leur résistance à l'érosion. Elles sont surmontées par des calcaires qui représentent le Lias inférieur et auxquels succède une puissante série de schistes appartenant au Lias et s'élevant peut-être jusqu'au Dogger*". Il maintient donc un âge liasique pour la série du Flysch (schistes appartenant au Lias = Flysch proprement dit), et ne fait pas de distinction entre brèches sous-jacentes à la série du Flysch et ce dernier.

Enfin en 1925 E. HAUG, transforme la *Zone des Aiguilles d'Arves* en *Zone de l'Embrunais*, lui rendant ainsi le qualificatif déjà donné à cette région par Ch. LORY en 1866. Il figure d'autre part avec beaucoup de précision, le bord chevauchant de cette zone.

2- Les travaux de SCHOELLER.

Cet auteur établit la première stratigraphie synthétique et le premier schéma structural de la *Zone de l'Embrunais*.

Il attribue successivement :

- au Trias supérieur, des niveaux de brèches peu polygéniques ;
- au Lias, les assises de calcaire cristallin du type Villette ou Etroits du Siaix et les brèches parfois à blocs gigantesques que l'on rencontre dans les contreforts Nord-Est du Massif du Grand Fond ;
- au Dogger, les schistes et calcschistes faisant suite à ces brèches toujours dans le même massif, et les assises schisto-conglomératiques situées entre quartzites triasiques et conglomérats du Flysch, plus au Sud ;
- au Nummulitique, un ensemble homogène, transgressif, et formé de quatre termes indissociables :
  - à la base des conglomérats ;

- puis des schistes noirs et des quartzites verts ;
- des grès calcarifères ;
- enfin le flysch proprement dit.

Cette série est d'âge post-Lutétien dit-il, par analogie avec ce qui se passe au Sud de l'Isère.

. Il montre l'absence du Jurassique-supérieur, du Crétacé et d'une partie du Tertiaire (jusqu'au Lutétien donc).

En outre chacun de ses chapitres consacrés à la stratigraphie s'achève par des considérations paléogéographiques. Il parle de ride géanticlinale, de cordillère, ... Ces termes, bien qu'ayant changé de sens en devenant plus précis, sont toujours utilisés.

Du point de vue tectonique, il reconnaît le caractère charrié de la *Nappe de l'Embrunais* ; par ailleurs, il décrit et caractérise pas à pas, du Sud vers le Nord, synclinaux et anticlinaux. C'est ainsi qu'il parle d'Est en Ouest :

- du synclinal du Roignais ;
- de l'anticlinal complexe Portetta - Combe de la Nova ;
- du synclinal Pointe de l'Echelle-Parozan ;
- et de la Zone des Imbrications Externes.

Le mémoire de H. SCHOELLER ouvre donc l'époque des recherches modernes.

3- <u>De SCHOELLER à nos jours</u>.

A- Durant cette période, deux problèmes vont être discutés en particulier, et cela indirectement, à partir d'observations effectuées sur des terrains situés ou bien au Sud de l'Isère, ou bien au Nord de la frontière franco-italienne, donc en dehors du secteur étudié par H. SCHOELLER. Il s'agit tout d'abord du domaine paléogéographique auquel appartient vraiment la *Nappe de l'Embrunais*, et ensuite de l'âge réel et de la signification des brèches du Massif du Grand Fond ou plus généralement des terrains attribués au Dogger par H. SCHOELLER.

En 1948 paraît la monographie de R. BARBIER relative aux massifs montagneux situés entre l'Arc et l'Isère et compris entre la *Zone Dauphinoise* et la *Zone Briançonnaise*. Cet auteur distingue une *Zone Ultradauphinoise* et une *Zone Subbriançonnaise*. Notre région est alors englobée dans une *"Nappe des Brèches de Tarentaise"*, partie intégrante de la *Zone Subbriançonnaise ;* elle débute légèrement au Sud de Moutiers et s'épanouit au Nord. R. BARBIER caractérise nettement cette nappe par ses faciès particuliers et par l'importance des plissements anténummulitiques qu'il met en évidence. Il l'individualise alors sous le nom de "Cordillère Tarine".

Quelques années plus tard, en 1955, R. TRUMPY remet en honneur le "Géosynclinal Valaisan" défini autrefois par E. HAUG et y englobe la *Nappe des Brèches de Tarentaise*. Pour lui l'ensemble est caractérisé essentiellement par ses faciès dits "orogéniques" qu'il oppose à ceux du Subbriançonnais classique (Nappe du Pas du Roc de R. BARBIER par exemple) et par la présence de roches vertes au sein d'une série attribuable au Crétacé. Selon cet auteur la *Nappe des Brèches de Tarentaise* montrerait donc une évolution du type géosynclinal au moins à une certaine époque.

Par ailleurs, il étudie en Val Ferret Suisse la formation détritique de base du Flysch d'une partie de ce domaine et lui attribue un âge crétacé inférieur. Dans cette hypothèse, en Suisse le Flysch est Crétacé, en France, Nummulitique. Des discussions qui suivirent (R. BARBIER, R. TRUMPY - 1955) il apparut que ce Flysch pouvait fort bien être de plus en plus récent du Nord vers le Sud. Ainsi dans notre secteur, un passage du Crétacé au Tertiaire devait s'opérer sans que cela se traduise clairement dans la lithologie.

B- Avec le mémoire de P. ANTOINE (1971), parut la première synthèse stratigraphique et tectonique du "domaine Valaisan" de France jusqu'à la frontière italo-suisse. Il mit de l'ordre dans cet ensemble en individualisant plusieurs unités structurales. Deux vont nous intéresser : *l'Unité du Roignais-Versoyen* et *l'Unité de Moutiers*. Elles sont bien développées, la première de Aime (Savoie) jusqu'en Suisse, la seconde de la frontière franco-italienne jusqu'à Moutiers au front des unités penniques. Elles s'opposent dans l'esprit de P. ANTOINE du point de vue stratigraphique par trois différences lithologiques.

1°/- l'unité la plus interne ou du *Roignais-Versoyen* est caractérisée par la présence d'un ensemble antéflysch avec roches vertes.

2°/- une saute brutale de granulométrie existe entre les conglomérats du Flysch de chacune des deux unités.

3°/- la présence de brèches dans l'unité la plus externe ou *Unité de Moutiers* (s. str. P. ANTOINE 1970), attribuées soit au Trias supérieur soit au Lias.

Le présent travail traitera d'un secteur de cette dernière unité. Au départ, lorsqu'il me fût confié, P. ANTOINE orienta mes recherches vers trois problèmes:

1- la stratigraphie du Trias supérieur ;
2- la datation des Brèches du Massif du Grand Fond de manière à pouvoir les comparer éventuellement avec l'Ensemble antéflysch de l'Unité du Roignais-Versoyen ;
3- la datation du Flysch.

Dans une première note (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972) a été résumé l'essentiel des observations effectuées sur le Massif du Grand Fond.

Les conclusions en furent les suivantes :

- Les Brèches du Massif du Grand Fond constituent un seul ensemble encadré par deux discordances très nettes ;

- Leur âge ainsi que le pensait déjà H. SCHOELLER est très certainement Dogger ;

- Du point de vue sédimentologique il s'agit d'une formation née d'une intense activité géodynamique ;

- Enfin des mouvements anté-Dogger ont déjà eu lieu puisque ces brèches sont transgressives sur des termes plissés et érodés allant du Houiller au Lias.

Nous serions donc ici au coeur même de la Cordillère Tarine définie par R. BARBIER (1948).

Par ailleurs, il n'y a pas identité entre l'Ensemble anté-flysch à roches vertes de *l'Unité du Roignais-Versoyen* et les Brèches du Grand Fond de

l'Unité de Moutiers, étant donné leur âge respectif.

REMARQUE.

Ce travail n'abordera pas systématiquement la sédimentologie des différents niveaux, ni la microtectonique, ni le métamorphisme du secteur étudié. Ces divers points ne font l'objet que de remarques et non de chapitres déterminés.

I - ETUDE STRATIGRAPHIQUE

GENERALITES

Nous décrirons successivement deux ensembles superposés :

- le substratum du Flysch ou "Substratum" tout court ;
- le "Flysch".

Chacun de ces deux termes, déjà reconnu par H. SCHOELLER, bien mis en évidence par R. BARBIER a en effet une signification particulière ainsi que le montre P. ANTOINE (1971) :

"Le premier (ensemble), *que j'appellerai ici "Substratum", englobe tous les terrains du Cristallin au Lias inclus* [1] *; il présente à maints égards un caractère de cordillère (séries réduites ou lacunaires suivant les niveaux considérés). Le second est représenté par un puissant "Flysch" mis en place après une phase tectonique entraînant le plissement puis l'érosion du premier. Cette superposition correspond assez typiquement à une inversion de subsidence".*

---

(1) *Dans notre région il englobe également le Dogger.*

1°/ - LE SUBSTRATUM

1A - LES TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS.

Ils ne sont pas visibles à l'affleurement dans toute la région étudiée.

1B - LE CARBONIFERE.

B_1- Unité de Moutiers

Du point de vue purement stratigraphique il est difficile d'individualiser le Carbonifère.

- Sa limite inférieure (avec le cristallin) n'est pas connue ;
- Sa limite supérieure avec le Permien n'est pas nette.

Ont donc été rapportés au Houiller les faciès schisteux et schisto-gréseux, de couleur sombre, riches en micas détritiques, et situés par ailleurs sous des niveaux attribués au Permo-Trias. Ils apparaissent au débouché de la Combe de la Nova, soit au Sud des "Chapieux derrière", soit au Sud-Ouest des "Chapieux". A l'affleurement on rencontrera surtout des schistes :

- schistes noirs, bleutés ou gris, lardés de filons de quartz ;
- schistes gréseux, grès, et quelques conglomérats grossiers.

On notera également des niveaux franchement blancs dans lesquels quartz et phyllites clairs prédominent. D'après P. ANTOINE on aurait là probablement des grès micacés très laminés (1971).

Aucun niveau productif n'a été observé dans tout cet ensemble.

B_2- Au front de l'Unité du Roignais-Versoyen.

- les niveaux détritiques prédominent ;
- le faciès de schistes à micas détritiques est très net.

Dans la Combe de la Nova, surtout dans sa partie haute, en particulier dans la falaise de l'Aiguille de même nom on peut observer :

- des schistes noirs micacés ;

- des psammites vert sombre ;
- des conglomérats et des arkoses gris rouille.

Les deux derniers termes présentent des figures de chenaux.

En éboulis parmis ces divers éléments figurent de très fins débris de veines anthraciteuses épaisses de dix à vingt centimètres (1)

D'autres horizons productifs sont visibles, plus bas dans la Combe au point côté 2320. Ils apparaissent plus ou moins emballés dans de fortes épaisseurs de gypse.

Aucune trouvaille paléontologique n'est venue préciser ici l'âge exact de ces terrains.

B_3- Au front de l'Unité de Salins.

Les terrains du carbonifère seront les seuls à être décrits dans cette unité. Ils affleurent dans la partie Sud du terrain étudié, au "Bois Borgne", dans les pentes qui surplombent la confluence entre le torrent de l'Ormente et le ruisseau de la Portetta. On peut les observer en empruntant la route conduisant de Pré Pinet à Chézeries. Dans l'un des lacets se détache une route forestière. A quatre cents mètres du carrefour, sur cette dernière et dans son talus amont, apparaissent des niveaux essentiellement siliceux comprenant des grès jaune rouille ou verdâtres, des conglomérats très sombres et quelques schistes noirs à débit difficile.

Ni le coussinet de glissement de l'unité, ni les séries sus-jacentes au Houiller ne sont apparents.

CONCLUSIONS.

Tous ces faciès ont un cachet carbonifère, identique à celui de la *Zone Houillère* voisine. Leur âge précis n'est pas connu.

1C - LE PERMIEN.

1- Généralités.

M. GIGNOUX et L. MORET (1948), J. DEBELMAS et L. MORET (1954) pour

---

(1) Déjà signalé par H. SCHOELLER (1929) et P. ANTOINE (1971).

les Zones Externes, puis F. ELLENBERGER (1958) et J. FABRE (1961) pour les Zones Internes, ont mis l'accent sur la dualité de faciès que présente le Permien alpin.

Ces différents auteurs décrivent en effet tantôt un Permien s'apparentant au Houiller - Stéphano-Permien en *Vanoise*, ou Eopermien en *Zone Houillère* -, tantôt un Permien se rattachant stratigraphiquement au cycle triasique - "Verrucano" en *pays briançonnais* s. str. ou Néopermien en *Vanoise* -. L'individualité de chacune des formations est assez nette, et leur identification est liée à des critères stratigraphiques précis (discordance séparant deux ensembles superposés, à faciès originaux).

Dans notre région il n'a pas été possible de faire la distinction entre les deux types de Permien.

- Le Houiller affleure peu ;
- Le contact Houiller-Permien n'est pas net.

Par contre, il semble bien que les terrains sous-jacents au Werfénien - terrains dont l'aspect est en général différent de celui du Houiller -, passent vers le haut, sans discontinuité visible à ce même Werfénien. Aussi, et compte-tenu de données nouvelles obtenues dans une partie plus méridionale de *l'Unité de Moutiers* (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. COLLART - 1972) nous emploierons dans la suite de l'exposé le terme de Néo-Permien.

2- Distribution géographique.

Le Néo-Permien constitue la plus grande partie du soubassement du Flysch. Il affleure schématiquement suivant une vaste coupole, qui s'étend principalement sur le versant Est de la ligne de crêtes allant de la Pointe de Portetta au Massif du Grand Fond. Plus localement, le front de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, et l'un des débouchés de la Combe de la Nova montrent également du Néo-Permien.

3- Synthèse des divers faciès.

Ont été rapportés au Néo-Permien :

- des conglomérats fins ou grossiers à galets de quartz blanc ou rose ;
- des grès grossiers ;
- des grès fins ;
- quelques assises de pélites ou de pélites gréseuses.

. La teinte générale est verte ;
. Les trois premiers termes prédominent ; la stratification est bien souvent oblique ; on peut observer quelques structures en chenaux et quelques figures de granoclassement ;
. Tous ces matériaux sont riches en phyllites (d'origine secondaire).
. L'épaisseur est variable, mais elle ne doit jamais être inférieure à une centaine de mètres.

4- Etude d'une coupe type. Le Massif de la Lanche des Chamois.
(carte I.G.N. de Bourg-Saint-Maurice au 1/20.000 n° 2, 3, 6 et 7). - (fig. n° 3 et planche hors texte n° 1).

Partant des Chalets de la Balme, nous remontons le torrent de l'Ormente jusqu'à l'altitude 2.000m puis son affluent rive droite jusqu'à environ 2.200m. A partir de là, deux possibilités :

- ou bien nous poursuivons dans ce vallon jusqu'au col de la Lanche des Chamois, versant Est de la Grande Parei, puis nous revenons vers le Sud-Est en direction du Mont Rosset ;

- ou bien, nous poussons une antenne dans ce petit vallon et retournons sur nos pas pour longer le pied du massif des quartzites, rive droite de l'affluent de l'Ormente.

a- Premier itinéraire.

1 (1) - Jusqu'au Col de la Lanche des Chamois, de multiples observations de roches en place ou de blocs éboulés, appartenant à l'ensemble 1 de la figure n° 3 peuvent être effectuées.

---

(1) Ces numéros correspondent à ceux de la figure n° 3.

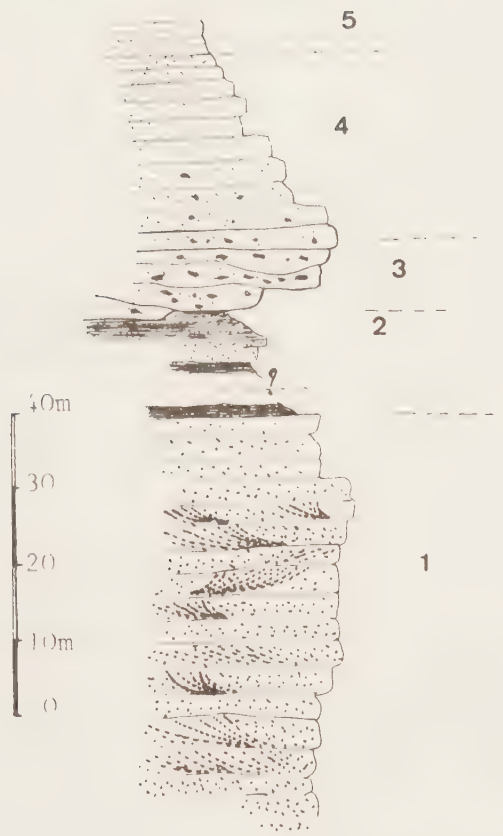


fig. 3 - Variations lithologiques du Néo-Permien dans le Massif de la Lanche des Chamois.

Nous rencontrerons :

- Vers l'altitude 2230-2250, des grès de teinte verte, semblant marquer une voûte anticlinale dans l'axe du vallon. Ces grès sont fins, très riches en petits galets de quartz et en phyllites. Les strates sont composées de feuillets obliques.
Le faciès évoque une molasse.
- Dans la partie haute du vallon, ces grès persistent mais les faciès conglomératiques ou gréseux grossiers prédominent.
- un échantillon de ces grès conglomératiques a montré à l'oeil nu :
- de gros galets de quartz banc, rose ou violacé, de plus de cinq centimètres de longueur parfois ;
- des tâches blanchâtres ou jaunâtres à contours diffus, issues probablement de l'altération des feldspaths ;
- des lames ou lamelles vert foncé ou vert clair, indépendantes du fond de la roche et représentant probablement des débris de schistes.

L'étude microscopique de cet échantillon montre qu'il s'agit d'un dépôt de matériaux essentiellement siliceux, n'ayant subi ni classement ni tri préalables.

A partir du petit col de la Lanche des Chamois, où quelques figures de chenaux ou de granoclassement sont observables, il est possible de traverser le flanc ébouleux (versant Ouest - Nord-Ouest) du point côté 2590, en direction de l'Est, vers le pointement triangulaire du Trias calcaire situé face au Mont Rosset.

2- A l'arrière de la crête et en redescendant un peu vers le Nord-Est une petite vire apparaît. Nous pouvons observer des intercalations (1) schisteuses au sein de la série détritique. Y affleurent, des plaquettes pélitiques très fines (moins d'un centimètre d'épaisseur) de teinte variable, vert violacé, gris, ou gris violacé et de grain très fin. A la surface des échantillons quelques paillettes micacées peuvent être observées.

3- Au dessus de ces pélites viennent ensuite des assises brunes, ocres ou jaunâtres, disposées en chenaux successifs de faibles dimensions.

L'allure de cette formation est bréchiforme.

- en surface la roche est poreuse ;
- sa cassure, blanchâtre, montre de petits quartz roses et des débris schisteux verdâtres dans une matrice blanche. Les débris de schistes proviennent vraisemblablement des pélites sous-jacentes ;
- au microscope on s'aperçoit que les apports sont toujours composites, mais une différence par rapport à l'échantillon examiné précédemment intervient :
    . Les apports grossiers sont permanents (débrits pélitiques, un galet de leptynite) mais il y a apparition à ce niveau de débris de carbonates. La présence de ces débris leptynitiques et carbonatés pourrait souligner l'érosion à ce moment là de niveaux calcareo-dolomitiques ou leptynitiques appartenant à des séries sous-jacentes (Eopermienne par exemple).

4- Nous passons ensuite à des grès quartzites phylliteux dans lesquels persistent encore quartz blanc et quartz rose. Insensiblement un affinement de la taille des grains et un passage de la teinte verte au blanc se produisent. Nous arrivons alors aux quartzites blancs, purs, du Werfénien.

---

(1) *S'agit-il vraiment d'intercalations ? Ne pourrait-on pas avoir affaire à des mises à jour de niveaux pélitiques des séries éopermiennes par un phénomène d'écaillage ? Compte-tenu du contexte général (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. COLLART - 1972) d'une part, et de la non observation d'une discontinuité d'ordre tectonique soulignant un tel écaillage d'autre part, nous avons rapporté ces pélites au Néo-Permien.*

b- 2ème Itinéraire :

Nous empruntons tout d'abord le vallon du torrent rive droite de l'Ormente :

1- les mêmes observations que précédemment peuvent être répétées en ce qui concerne les niveaux 1.

Puis en revenant sur nos pas nous longeons le pied du massif de quartzites qui borde sur sa rive droite ce même torrent. La coupe montre nettement (d'Ouest en Est, c'est-à-dire du bas vers le haut) :

2- des assises pélitiques (2 à 3 intercalations) ;

3- les niveaux sus-jacents dont on notera la structure en chenaux ;

4- les quartzites phylliteux ;
puis des assises du Trias inférieur.

CONCLUSIONS.

Les niveaux conglomératiques sont très nombreux dans cette coupe. La nature des éléments qui les constituent implique non seulement l'érosion d'un socle siliceux mais aussi des premières séries sédimentaires qui les recouvraient avant le Néopermien.

CONCLUSION GENERALE.

- Sur toute l'étendue de notre secteur les différents niveaux étudiés ont été attribués au Néo-Permien par leur position stratigraphique et surtout par l'analogie de faciès qu'ils présentent avec celui des zones voisines (*Briançonnais, Vanoise*).

- Il n'a pas été observé de niveaux pouvant se rapporter à l'Eopermien. Ceci irait dans le sens de la note récente de P. ANTOINE, R. BARBIER et J. COLLART (1972).

- Enfin, du point de vue paléogéographique ces séquences détritiques représentent des dépôts non évolués probablement liés à des divagations fluviales s'effectuant sur d'immenses champs d'épandage.

1D - LE TRIAS.

Il présente des affinités certaines avec le Trias des zones plus internes. On y retrouve en effet, aux épaisseurs près, les subdivisions classiques du Trias de *Vanoise* ou du *pays briançonnais*, c'est-à-dire :

- le Trias inférieur avec sa série siliceuse et des assises probablement équivalentes au *"Niveau gypsifère inférieur"* ;
- un Trias calcaire ;
- enfin un Trias supérieur, jusque là mal connu.

α - Le Trias inférieur ou Werfénien.

Dans les Alpes, le Werfénien n'a jamais été daté paléontologiquement. En conséquence l'attribution d'un tel âge a toujours été faite indirectement, et cela de deux manières différentes :

- d'abord par la présence, au dessus de ce Werfénien, du Trias moyen, ensemble calcaire assez bien daté dès sa base ;
- ensuite et surtout en raison de son association avec des faciès réputés permiens ou permo-carbonifères ou d'analogies lithologiques.

Dans notre secteur nous avons procédé de la même façon.

I - ETUDE DE QUELQUES COUPES.

1°/- La coupe du Point côté 2270 au coeur de la Combe de la Nova
(Carte au 1/20.000 de Bourg-Saint-Maurice n° 3 ; fig. 4 ; Photos n° 1, 2 et 3 et planche hors texte n° 2).

En arrivant de Beaufort, au Col du Cormet de Roselend, nous prenons à droite la route qui débute en pente raide au pied du point coté 2014,4. Il est possible d'aller en voiture jusqu'à l'entrée de la Combe de la Nova, près du point coté 2018, au voisinage d'une petite dérivation E.D.F.

De là empruntons le chemin balisé qui conduit au Col du Grand Fond. Nous traversons :

. des affleurements de Houiller qui forment un ressaut au dessus du ruisseau et dans lequel est taillé le sentier ;

. une prairie herbeuse encombrée de blocs gigantesques de quartzites permo-triasiques.

Nous montons jusqu'à l'altitude 2150 mètres puis nous obliquons vers l'Est en direction de la falaise de quartzites du Point coté 2270. En s'y rendant nous traversons de nouveau des faciès du Houiller. Puis nous franchissons successivement :

1- les quartzites verts du Néo-Permien ;
ils sont gréseux, conglomératiques, en petits ou gros bancs, mais toujours riches en petits galets de quartz blanc ou rose ;

2- puis, un ensemble de cinquante à soixante mètres d'épaisseur comprenant :

÷ des quartzites blancs, purs, très rarement tachés d'oxydes de fer, à stratification peu marquée ;

÷ vers le haut, l'aspect des bancs se modifie profondément et assez brutalement ; nous passons alors à des quartzites grossiers en bancs de plus d'un mètre d'épaisseur, et de nature complexe (photos n° 1, 2 et 3).

. à la base, le banc est constitué par un quartzite grossier, verdâtre, ou par une argilite gréseuse vert clair. Il s'enrichit progressivement vers le haut en nodules ou en trames dolomitiques de teinte ocre. Ces nodules apparaissent bien souvent en creux par rapport au reste du banc ; d'autre part, ils n'ont parfois pas de limites nettes avec la matrice qui les contient, à l'inverse des véritables galets d'une formation conglomératique ;

. Cet enrichissement devient tel que la sédimentation grossière siliceuse est rompue et remplacée par une sédimentation carbonatée ;

. Le sommet du banc est alors constitué d'un pseudo-banc dolomitique dans lequel ne subsistent que quelques filets siliceux.

. Au dessus, la sédimentation siliceuse grossière reprend très irrégulièrement.

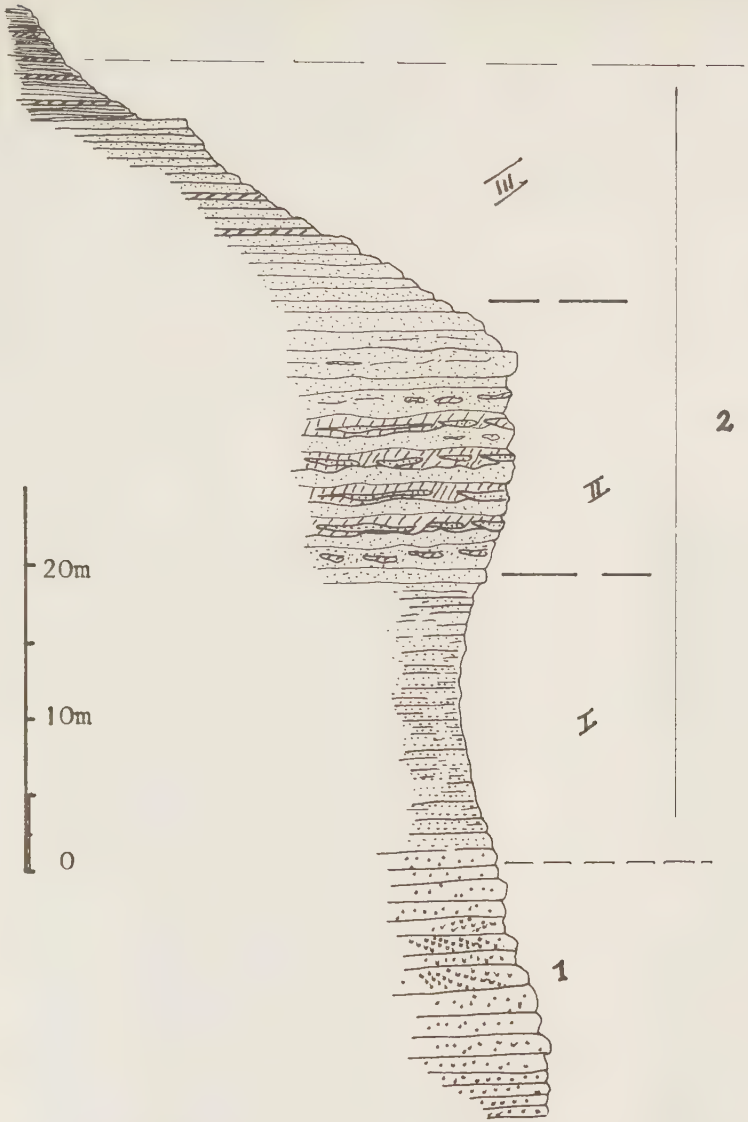
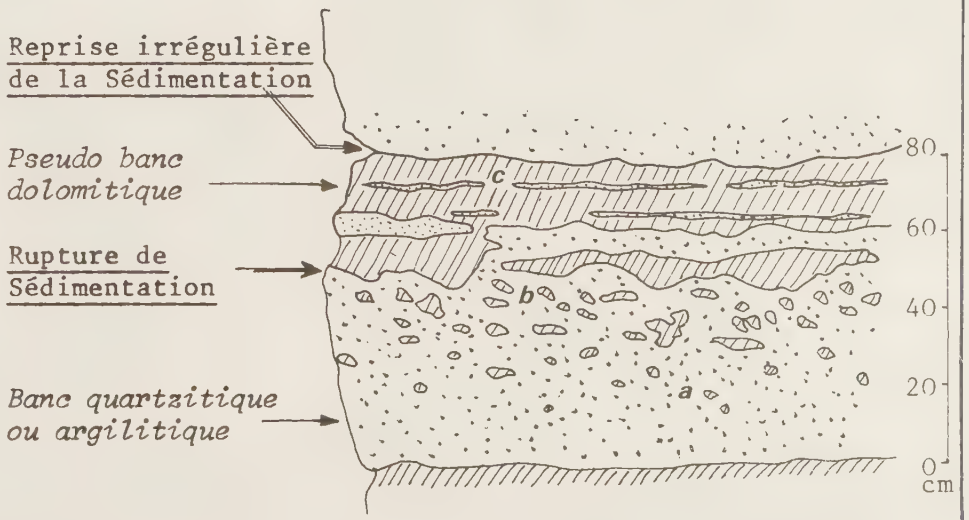


Fig. n°4 Coupe du Point coté 2270. Succession lithologique synthétique des terrains du Néopermien (1) et du Werfénien (2).

Photo n°1 banc de "quartzite" du Niveau 2 II et interprétation schématique ci-dessous.



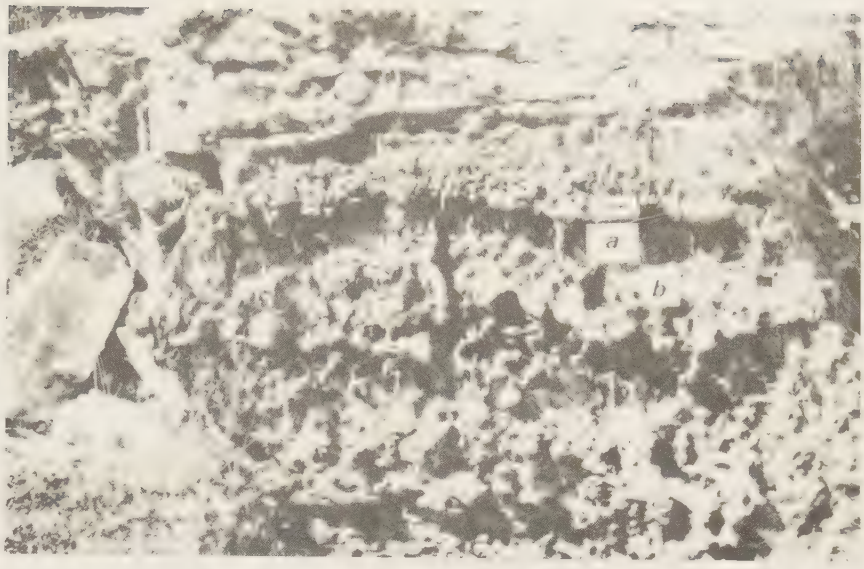


Photo n° 2. Détail des quartzites du niveau II

a: en creux: pseudo bancs dolomitiques

b: en relief: niveau siliceux grossier riche en nodules dolomitiques.

Echelle :

0 10 20 30cm

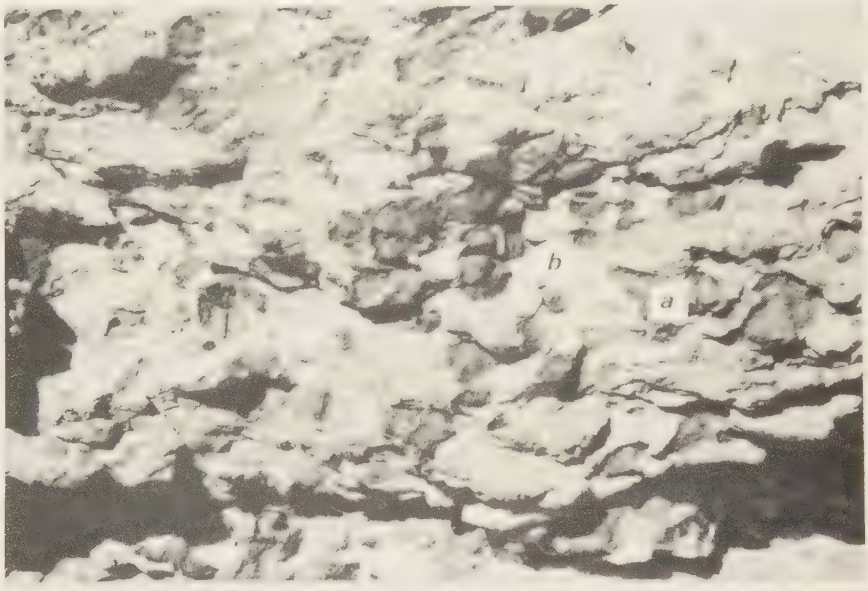


Photo n° 3. Matrice argilitique d'un banc du niveau II

a: nodule dolomitique

b: matrice argilitique

Echelle :

0 10 20 30cm

MASSIF DU MONT GARGAN

Photo n° 4. Ripple-marks à la surface des bancs de quartzites noirs (bloc éboulé du flanc Ouest du Mont Gargan).

. au sommet :

- d'abord des quartzites noirs, en bancs de vingt centimètres d'épaisseur, plus ou moins grossiers et micacés, et contenant quelques rares interlits dolomitiques ;

- puis des schistes noirs à interlits dolomitiques. Ils déterminent une vire très prononcée entre les quartzites et le Trias calcaire. On observera d'une part des schistes noirs mats légèrement gréseux, à fins micas détritiques ; d'autre part des plaquettes ou des boudins dolomitiques en intercalations. Les dolomies sont parfois fétides ; la teinte générale varie du noir à l'ocre.

REMARQUES :

1- L'épaisseur des divers niveaux de quartzites (quartzites blancs, quartzites à nodules dolomitiques, quartzites noirs) est sensiblement identique (environ dix à quinze mètres chacun).

2- Les quartzites noirs et les schistes noirs à interlits dolomitiques semblent constituer une seule et même séquence sédimentaire, bien que le passage de l'un à l'autre de ces deux termes soit assez franc.

CONCLUSIONS TIREES DE LA COUPE DU POINT COTE 2270.

1- Quatre niveaux lithologiques se distinguent nettement : les quartzites blancs, les quartzites à nodules dolomitiques, les quartzites noirs et les schistes noirs à interlits dolomitiques.

2- Quelle est la signification paléogéographique exacte de l'association quartzite-dolomie ou argilite verte-dolomie des niveaux (II) ? Il semble que les nodules dolomitiques et les pseudo-bancs sont d'origine chimique ; ces nodules pouvant représenter des produits de démantèlement de vases dolomitiques déposées dans des lagunes tout à fait locales ; et les pseudo-bancs représentant quant à eux l'établissement sur place d'un véritable régime lagunaire.

Différences existantes avec les coupes classiques du Trias des zones plus internes.

. En ce qui concerne les épaisseurs : avec ses cinquante mètres d'épaisseur environ, notre coupe ne représente à la limite que le 1/10 de certaines coupes du Trias inférieur de *Vanoise* ou du *pays briançonnais* ;

. En ce qui concerne les faciès :

. Les quartzites grossiers à nodules dolomitiques semblent représenter une formation originale. On peut cependant rapprocher ce faciès de ceux décrits par J. DEBELMAS en *pays briançonnais* ou F. ELLENBERGER en *Vanoise*. A propos du sommet des quartzites blancs, J. DEBELMAS écrivait en effet (1955) : ... "*certains bancs, surtout au sommet de la formation sont très riches en oxydes de fer, ce qui leur donne une teinte rouge foncé, caractéristique des milieux continentaux*", et plus tard, F. ELLENBERGER (1958) décrivait "*un niveau caractéristique de quartzites versicolores, pourprés ou verts*" comprenant des grès dolomitiques à membranes schisteuses.

. Aucune intercalation gypseuse n'a jamais été observée au sein des schistes noirs à interlits dolomitiques, terme de passage entre Trias siliceux et Trias calcaire.

2°/- Les autres coupes du Trias inférieur.

Remarque préalable : il est rare de pouvoir décrire une coupe complète du Trias inférieur, et plus encore le passage de ce Trias inférieur au Trias calcaire. La présence des schistes noirs a facilité les clivages tectoniques. Aussi, au dessus des quartzites du Néo-Permien, on n'observe bien souvent que des copeaux de quartzites blancs surmontés d'épaisseurs irrégulières de schistes noirs.

Les autres coupes du Trias inférieur de notre secteur :

Elles se caractérisent généralement par l'absence d'un niveau de quartzites grossiers, à pseudo-bancs dolomitiques, aussi nettement différencié qu'au Point coté 2270. Elles ne montrent que des quartzites gréseux à nodules dolomitiques disparates.

D'autre part si au Point coté 2270, le passage des quartzites noirs aux schistes noirs à interlits dolomitiques est assez brutal, il sem-

ble bien que les déformations tectoniques en soient la cause. En effet, dans le massif de Rocheboc ce passage est progressif, ainsi que le montre la coupe que l'on peut y effectuer (Feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/20.000 n° 6 ; planche hors texte n° 3, fig. n° 5).

La coupe du massif de Rocheboc.

Les deux sommets qui constituent ce massif sont séparés par un plan de chevauchement qui localement conduit à une véritable substitution de couverture.

Sur la partie écaillée de Rocheboc (versant Nord) la succession lithologique des terrains de la fin du Werfénien est la suivante :

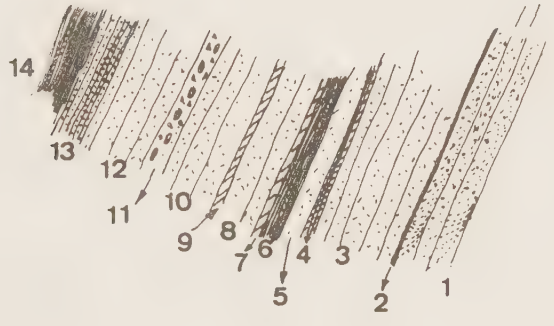


fig. 5 - Passage des quartzites noirs aux schistes noirs à interlits dolomitiques (succession lithologique).

1. Quartzites verdâtres ;
2. Niveau ferrugineux ;
3. Quartzites verdâtres à noirs ;
4. Plaquettes et schistes dolomitiques (moins de cinquante centimètres d'épaisseur) ;
5. Quartzites verdâtres à noirs ;
6. Cinquante centimètres d'une alternance de schistes noirs et de lits dolomitiques (bancs minces très étirés) ou de boudins ;
7. Banc de dolomie jaune de quinze à vingt centimètres d'épaisseur intercalés au sein de la série siliceuse ;
8. Quartzites noirs ;
9. Banc identique à (7) ;

10. Quartzites noirs ;

11. Un mètre environ d'une brèche siliceuse riche en galets de dolomies qui apparaissent en creux dans la masse de la roche ;

12. Quartzites noirs ;

13. Passage à des grès très laminés puis des arkoses noires à grises suivies de calcschistes ;

14. Schistes noirs à interlits dolomitiques ;

Remarque :

- les niveaux 1, 3, 5, 8, 10, 12 sont des quartzites verts devenant de plus en plus sombres, parfois noirâtres ; ils prennent l'aspect de brèches en contenant des éléments schisteux noirs. Il semble qu'il y ait des figures de litage entrecroisé et qu'en surface des bancs apparaissent des ripple-marks.

Enfin dans le flanc Ouest du massif du Mont Gargan,

des figures de ripple-marks ont été découvertes par P. ANTOINE, dans un bloc éboulé (photo n° 4).

. Ces rides sont symétriques ; on peut les considérer comme résultant d'un mouvement d'oscillation.

. Une lame mince a été taillée perpendiculairement à la ligne de crêtes de ces rides. Elle montre que sur sa tranche superficielle (un centimètre d'épaisseur) le banc de quartzite a subi une évolution complexe dans laquelle on notera :

- des périodes de quasi-émersion ; (richesse en liserets opaques d'oxydes de fer séparant des niveaux microscopiques différents) ;
- des périodes de carbonatation ;
- et des périodes d'apports silico-alumineux.

CONCLUSIONS :

Le faciès noirâtre de ces quartzites, la superposition très nette sur quelques centimètres d'épaisseur de faciès microscopiques très différents, et la présence de ripple-marks, indiquent très certainement que la sédimentation s'est effectuée dans des zones faiblement déprimées, périodiquement émergées.

II - SYNTHESE DES DIVERS FACIES ET DONNEES STRATIGRAPHIQUES.

1°/- Les quartzites blancs.

Ils passent, vers le bas, en continuité aux quartzites verts, gréseux, à quartz roses du Néo-Permien. Ils sont très certainement à rapporter au Werfénien comme en *pays briançonnais* ou en *Vanoise*.

2°/- Les quartzites noirs et les schistes noirs à intercalations dolomitiques.

Ils limitent vers le haut l'ensemble de la formation et correspondent au *"Niveau des schistes Supra-Werfénien"* (- du moins en ce qui concerne les schistes -) de P. ANTOINE (1971). C'est probablement l'équivalent du *"Niveau gypsifère inférieur"* bien qu'aucune intercalation gypseuse n'ait été observée dans ces assises. Par ailleurs, ce *"Niveau gypsifère inférieur"* correspondrait au Röt du Trias Germanique (F. ELLENBERGER - 1958 -). Ainsi, les quartzites blancs souligneraient la base du Werfénien, les quartzites noirs et les schistes noirs, le sommet du Werfénien.

III - CONCLUSIONS SUR LE TRIAS INFERIEUR.

Si, comme cela parait vraisemblable, Néo-Permien et Trias inférieur constituent un seul et même cycle sédimentaire, ce dernier se déroulerait dans notre secteur de la manière suivante :

- au Néo-Permien : séquences détritiques grossières, liées probablement à des divagations fluviales ;

- au début du Werfénien : les dépôts évoluent dans le sens d'une homogénéisation de la taille des apports et de leur nature. La sédimentation est certainement devenue plus franchement marine. Cette évolution temporaire s'inverse vers le haut de la formation pour revenir à un régime de régression. Les quartzites blancs passent alors à des quartzites dolomitiques, en gros bancs. Ce régime nouveau qui s'instaure et dans lequel se produit une interférence entre phénomènes chimiques et apports détritiques doit sans doute être rapporté au type laguno-lacustre ; ce dernier ne sera effectivement réalisé qu'avec le dépôt des quartzites noirs et des schistes noirs à interlits dolomitiques. Cette époque achève le cycle du Permo-Trias.

β - Le Trias moyen.

Si les premières observations de roches, que nous attribuons actuellement au Trias moyen, remontent pratiquement à la fin du XVIIIème siècle, il faut attendre les travaux de M. BERTRAND (1896) puis de H. SCHOELLER (1929) pour que la part des terrains revenant à cette époque soit plus clairement individualisée. Ce dernier auteur écrivait en effet *"Comme dans les autres parties des Alpes, on peut attribuer ... la série des calcaires et des dolomies au Trias moyen, dont la partie inférieure bien litée, peut correspondre approximativement au Virglorien"*.

Mais ce fût R. BARBIER (1952) qui décrivit la première coupe complète du Trias de la *Nappe des Brèches de Tarentaise* lors de travaux de sondages effectués dans la région de Moutiers. Ses conclusions furent les suivantes :

1- Le Trias moyen se subdivise en deux grands ensembles :
   a- *"une masse calcaire supérieure formant falaise"*.
   b- *"une masse inférieure plutôt dolomitique beaucoup moins marquée dans la topographie"*.

L'observation de traces de Diplopores dans la première, de couches vermiculées dans la seconde lui permirent d'attribuer ces ensembles, l'un au Ladinien, l'autre au Virglorien, *"par comparaison avec la stratigraphie de la Vanoise établie par F. ELLENBERGER"*.

2- *"Ce Trias subbriançonnais externe montre donc des affinités briançonnaises par ses deux étages inférieurs (épais et analogues à ceux de la proche Vanoise) mais s'en éloigne par la disparition des cargneules et gypses du Werfénien supérieur"*.

Enfin, P. ANTOINE (1971) en déchiffrant la plupart des coupes du Trias moyen de la *Zone des Brèches de Tarentaise* (ex. *Nappe des Brèches de Tarentaise*) entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse, confirma ces affirmations en écrivant que, aux épaisseurs près, *"les faciès sont en général très proches de ceux du domaine briançonnais plus interne"*.

Dans notre secteur, d'étendue beaucoup plus restreinte, nous avons

donc utilisé comme coupes de référence, celles décrites d'une part en *Vanoise* ou en *pays briançonnais* s. str. d'autre part dans les *Préalpes*.

1°/- Distribution géographique.

Le Trias moyen apparait essentiellement dans la partie Est du secteur étudié. Il constitue la majeure partie des écailles appartenant à la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond, à la limite entre *l'Unité de Moutiers* et *l'Unité du Roignais-Versoyen*. Partout ailleurs il manque du fait des différentes périodes d'érosion qui ont marqué l'histoire de notre région.

2°/- Etudes de coupes types.

a- Le Trias moyen du Point coté 2270 (Combe de la Nova) (suite de la coupe précédente pages 21 et al). Fig. n° 6 et planche hors texte n° 2.

Au dessus des schistes noirs à interlits dolomitiques *(r)* qui marquent la fin du Werfénien, la succession lithologique est la suivante :

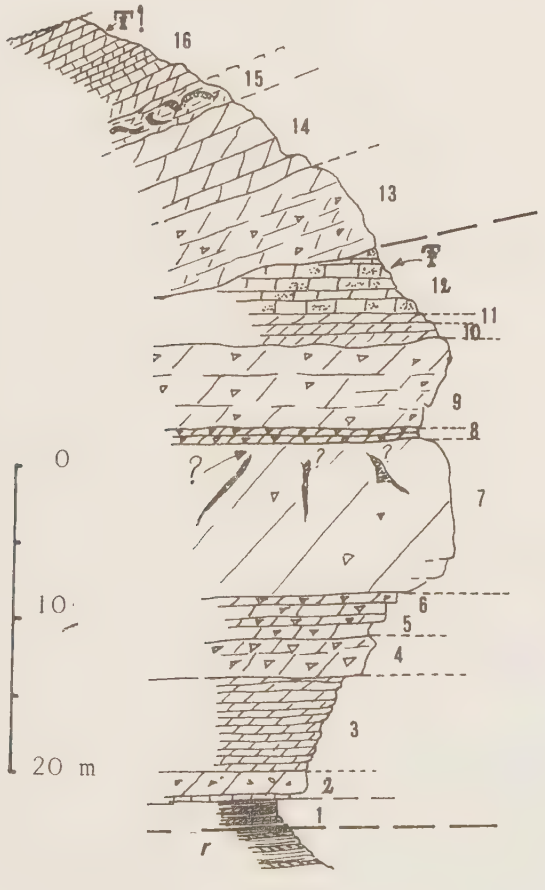


Fig. n° 6 - Succession lithologique des terrains du Trias moyen du Point coté 2270 (Combe de la Nova).

(1) bancs de dolomie et interlits plus ou moins pélitiques, verdâtres *(2m)*.

(2) un banc mince de calcaire "vermiculé", suivi de quelques bancs épais de dolomie bréchique (brèche monogénique hétérométrique *(1-2m)*.

(3) petits bancs de dolomies, de teinte rosée à ocre, parfois même verdâtre dans lesquels les vermiculures bien qu'existantes sont très estompées. A la surface des bancs on notera malgré tout de rares débris de tissus osseux et quelques figures en pied de boeuf *(5 à 7m)*.

(4) brèche intraformationnelle blanchâtre hétérométrique *(2 à 3m)*.

(5-6) brèches identiques à (4) mais très délitées *(2 à 3m)*.

(7) masse dolomitique blanchâtre, peu ou pas bréchique (intraformationnelle) contenant de nombreux filons sédimentaires, nés une fois la lithification de ces dolomies effectuée. Le ciment de ces filons semble plus calcaire, spathique et de teinte grise ; les éléments constitutifs de ces fi-

lons sont des graviers de la masse dolomitique ; enfin le rapport de ces filons avec les niveaux sus-jacents reste imprécisé *(10m)*. ;

(8) brèches voisines de (5-6). *(1 à 2m)*. ;

(9) dolomies claires voisines de (7). *(plus de 5m)*. ;

(10) trois bancs de dolomie jaune de vingt centimètres d'épaisseur chacun. Il existe une légère discordance par ravinement entre les niveaux (9) et (10) ;

(11) dolomie blanche. *(1 à 2m)*. ;

(12) calcaires spathiques gris bleuté en gros bancs *(5m)*. D'après A. BAUD, ces calcaires pourraient provenir pour une part, du démantèlement de prairies à Crinoïdes. Ce niveau contient de nombreux rognons siliceux, disparates, et montre une faunule de gasteropodes et de brachiopodes en nids isolés. Les gasteropodes peuvent être rapprochés des genres Loxonema ou Omphaloptycha déterminés en *Vanoise* par F. ELLENBERGER (1958);

(13) gros bancs de dolomies blanches bréchiques *(8m)*. Une discordance très nette, par ravinement, sépare les niveaux (12) et (13). Elle s'effectue sur un substrat ayant subi auparavant les effets d'une érosion probablement sous-marine. (Il ne semble pas qu'elle ait pû s'effectuer en milieu aérien, aucun indice ne permettant de formuler cette hypothèse) (photo n° 5) ;

(14) gros bancs de dolomies grises. *(5 à 10m)*. ;

(15) niveaux calcareo-dolomitiques à slumping (quelques mètres) (fig. n° 7) ;

(16) alternance de calcaires et de dolomies en petits bancs (dix-vingt centimètres d'épaisseur) avec parfois de fins interlits schisteux orangés. *(plus de 5m.)* ;

(A). croûtes dolomitiques, enduits schisteux, en discordance sur les niveaux (16).

CONCLUSIONS TIREES DE CETTE COUPE.

1°/- La coupe du Trias moyen au Point coté 2270 montre deux ensembles lithologiques :

a- Un ensemble inférieur d'épaisseur voisine de quarante mètres, qui pourrait être subdivisé ainsi [1] :

- pélites vertes et dolomies inférieures. niveau 1. *(2m)*. ;
- calcaires vermiculés s. str. niveaux 2 et 3. *(7 à 8m)*. ;
- dolomies blanches, bréchiques ou non, en gros bancs ou très délitées. niveaux 4 à 9 inclus. *(plus de 20m)*. ;

(1) *Inspiré de A. BAUD (1972).*

. Calcaires en gros bancs, à silex. niveaux 10, 11, 12. *(5 à 7m)*. ;

b- Un ensemble supérieur, épais d'environ vingt cinq mètres montrant :

. d'abord des dolomies blanches ou grises, en gros bancs (niveaux (13 et 14). *(plus de 10m)*. ;

. puis des calcaires et des dolomies en petits bancs (niveaux 15 et 16). *(moins de 10m)*.

Le premier ensemble comporte à sa base des calcaires vermiculés à débris osseux et au sommet des niveaux de calcaires spathiques, à silex et faunule de gasteropodes. Ces derniers se rapprochent de ceux qui apparaissent dans les derniers bancs de l'Anisien en *Vanoise* (Niveau à silex, troisième faune de Mollusques. F. ELLENBERGER 1958). Nous pouvons donc raisonnablement rapporter ce premier ensemble à l'Anisien.

Les "pélites vertes et dolomies inférieures" ont été rapportées à l'Anisien bien qu'aucune découverte paléontologique ne soit venue confirmer cette attribution. Mais, P. ANTOINE (1971) signale assez fréquemment à la base du Trias calcaire des autres unités de la *Zone des Brèches de Tarentaise* un niveau de schistes verdâtres.

Quant au deuxième ensemble, en dépit de l'absence de repères paléontologiques, nous pouvons le rapporter au Ladinien compte-tenu de l'analogie des faciès qu'il présente avec ceux du Ladinien du domaine briançonnais. Quelques indices militent d'ailleurs assez sérieusement en cette faveur, et notamment une nette discordance par ravinement qui limite cet ensemble à sa base (au dessus des niveaux supérieurs de l'Anisien) et souligne un changement brusque de l'environnement paléogéographique. Or en *Vanoise* F. ELLENBERGER (1958) a déjà montré que la limite Anisien-Ladinien doit être marquée par certaines oscillations du fond marin, ces oscillations pouvant aller jusqu'à l'émersion et peut être au ravinement.

De même les niveaux (16) de la coupe ont été attribués encore au Ladinien, car ils précèdent une nouvelle discordance qui est peut être celle de la "révolution carnienne".

2°/- Evolution paléogéographique.

Cette coupe du Point coté 2270 montre assez clairement qu'à l'emplacement de ce massif et pendant le Trias moyen, le fond marin était particulièrement instable. La fréquence des assises bréchiques, la présence de filons sédimentaires, d'une discordance par ravinement à la base du Ladinien, enfin de niveaux à slumping en fournissent d'abondantes preuves.

3°/- Comparaison entre la coupe du Point coté 2270 et celles de *Vanoise* (F. ELLENBERGER) ou des *Préalpes* (A. BAUD).

Deux différences fondamentales distinguent notre coupe de celles du *domaine briançonnais :*

a- L'épaisseur du Trias moyen : il n'atteindrait parfois que le 1/5ème du Trias moyen de *Vanoise* ou des *Préalpes*. La subsidence devait donc être beaucoup plus faible (ou bien les apports très peu importants).

b- Les faciès : ils semblent indiquer un domaine de sédimentation très sensible aux moindres variations de l'environnement paléogéographique.

Mais on retrouve malgré tout, dans la partie basale ou dans la partie sommitale de l'Anisien, ou bien encore dans le Ladinien, des faciès qui ont un cachet typiquement pennique.

Notre coupe s'intègre donc bien dans le même contexte paléogéographique qui vit se déposer le Trias de *Vanoise* ou des *Préalpes*. Son originalité tient sans doute à une évolution géodynamique spéciale caractérisant une aire paléogéographique particulière.

b- Le Trias moyen du Massif de Rocheboc.
(fig. n° 8 et planche hors texte n° 3).

Comme nous l'avons dit plus haut, ce massif possède deux sommets, l'un à l'Ouest, constitué de dolomies bréchiques, l'autre à l'Est, souligné par une série de petits bancs dolomitiques. Un contact anormal sépare ces deux pitons.

La coupe présentée page 36, débute au pied du sommet oriental avec les niveaux caractéristiques de la fin du Werfénien, et se développe sur le

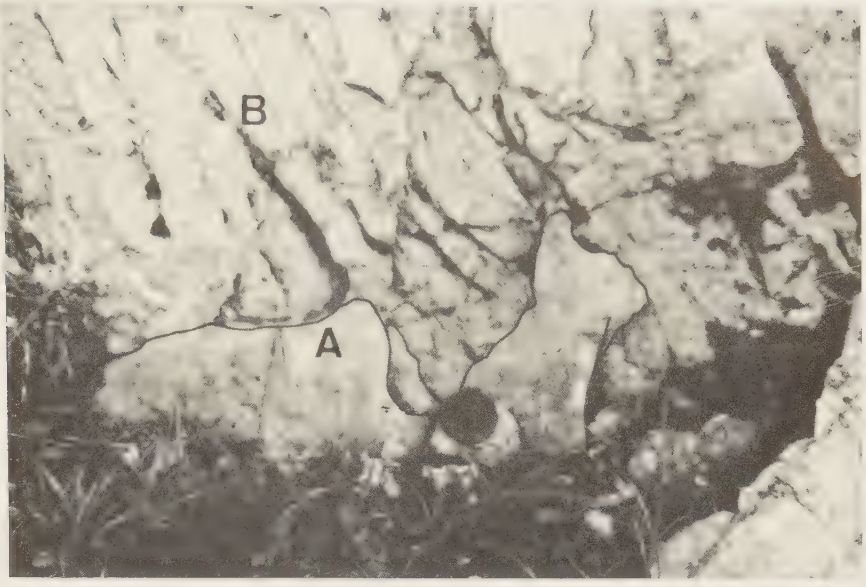


Photo n° 5 - Détail de la discordance par ravinement, séparant les calcaires en gros bancs, à silex (A) - niveaux (12) de la coupe - des dolomies bréchoïdes (B) - niveaux (13) de la coupe. Le trait foncé souligne les effets de l'érosion du toit des calcaires. Ces formes évoqueraient celles d'un lapiaz.

Fig. n° 7 - Phénomènes de slumping dans un banc des niveaux (15). Les dolomies grises ou bleutées mal stratifiées (1) contiennent un banc dolomitique blanchâtre, varvé, profondément plissé et disloqué (2).
Tout se passe comme si ces varves dolomitiques avaient été décollées de leur support avant leur consolidation puis emballées dans une masse en déplacement

⟶ : pendage général.

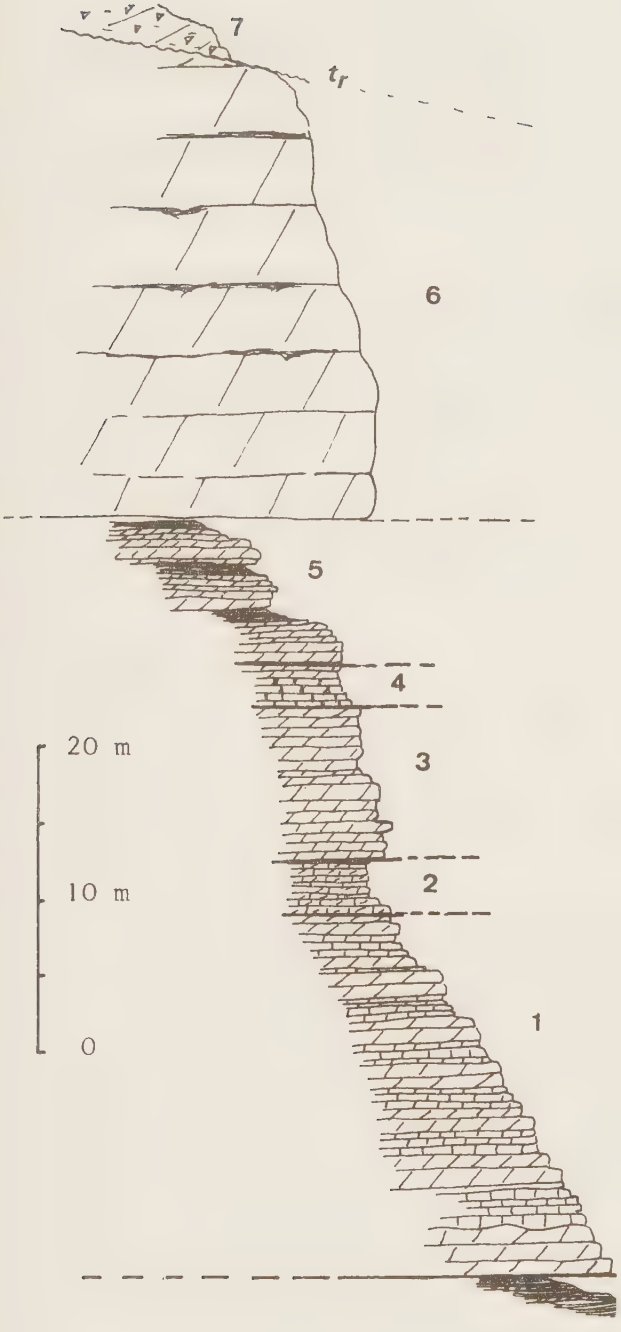


Fig. n° 8 : - LE MASSIF DE ROCHEBOC
SUCCESSION LITHOLOGIQUE DES TERRAINS DU TRIAS MOYEN.

(r) Schistes noirs à interlits dolomitiques (Fin du Werfénien).

(1) alternance de calcaires très recristallisés et schistosés. *(25m)*.
La plupart des bancs portent des vermiculures à leur surface ; mais bien souvent seuls les blocs éboulés permettent de les observer.
A la base de cet ensemble, présence de 1 à 2m de dolomies jaunes suivies de calcaires noirs recristallisés.

(2) ensemble de bancs calcareo-dolomitiques, se débitant facilement en plaquettes à cassure noir-bleuté. *(2m50)*.
Il s'agit de calcaires vermiculés.

(3) ensemble de petits bancs dolomitiques. *(10m)*.

(4) quelques bancs de calcaires vermiculés. *(3m)*.

(5) alternance de calcaires, de dolomies et de schistes ou d'argilites dolomitiques peu épaisses. *(12m)*.

(6) ensemble massif constitué par de gros bancs dolomitiques gris, parfois légèrement orangé, très fracturés. Aspect bréchoïde ; nombreuses traces de rubéfaction. *(25 à 30m)*.

(7) en discordance, amas de brèches polygéniques à ciment dolomitique.

- *tr:* trace de la discordance.

Epaisseur des niveaux 1 à 6 inclus : 80 mètres environ.

versant Sud du massif. Elle nous révèle les faits suivants :

1- Le Trias moyen de Rocheboc se subdivise également en deux grands ensembles lithologiques.

. Le premier montre des assises peu épaisses, alternativement calcaires et dolomitiques (niveaux 1 à 5 inclus). Il comporte de très nombreuses assises de calcaires vermiculées, et semble-t-il à tous les niveaux.

Malgré l'absence de restes paléontologiques déterminables il s'apparente assez bien à ce que P. ANTOINE (1971) décrivait comme faisant partie du *"Trias jaune"* attribuable à l'Anisien justement par la présence des petits bancs de calcaires vermiculés.

. Le second est massif, riche en gros bancs. Par analogie des faciès nous avons rapporté cet ensemble au Ladinien. (*"Trias gris"* de P. ANTOINE - 1971 -).

REMARQUE :

F. ELLENBERGER (1958) a décrit en *Vanoise*, au niveau du passage Anisien-Ladinien, des faciès à schistes dolomitiques. Il semble que dans cette coupe on retrouve quelque chose de comparable (niveau 5), dans la même position stratigraphique.

2- Evolution paléogéographique.

Au Trias moyen, à l'endroit où s'est déposée la série qui constitue le deuxième piton de Rocheboc, le fond marin devait être particulièrement stable, à l'inverse de celui du Point coté 2270. Malgré une épaisseur qui reste faible (quatre vingt mètres) notre coupe s'apparente assez nettement à celles décrites par P. ANTOINE (1964, 1971) plus au Nord et à l'Est dans la *Zone des Brèches de Tarentaise*, en même temps qu'elle se rapproche de celles du *domaine briançonnais*.

3°/- Autres coupes du Trias moyen.

A quelques détails près, elles restent identiques à celles du Point coté 2270. Il semble tout de même que l'on puisse retrouver (en première approximation) une coupe similaire ou voisine à celle de Rocheboc au niveau du massif côté 2090-2092, au débouché de la Combe de la Nova. Malheureusement la

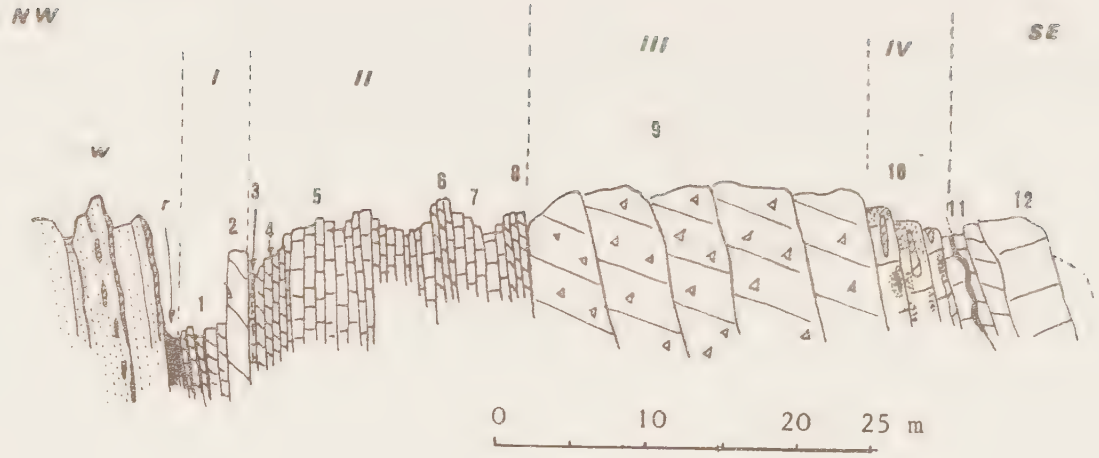


FIG: 9

Extrémité Nord-Est de la Crête du Massif du Grand Fond. Versant Ouest.

Succession lithologique des terrains du Trias moyen.

W: Werfénien. Quartzites avec traces ou nodules dolomitiques ; schistes noirs et interlits dolomitiques *(r)*.

I: Pélites vertes et dolomies inférieures : 1. petits bancs (50cm) de dolomies roussâtres ou verdâtres en patine, à cassure sombre (1m50-2m) ; 2. dolomies rousses en patine, grises en cassure (1m).

II: Calcaires vermiculés s.str : 3. début des "calcaires vermiculés". Très fines dalles de calcaires sombres à nombreuses vermiculures en U (50cm) ; 4. dolomies marmoréennes avec enduit violacé (1m) ; 5: "calcaires vermiculés" (6m) ; 6: petits bancs de dolomies jaune-verdâtre (1m) ; 7: masse de calcaires plus ou moins dolomitisés dans lesquels on peut observer quelques traces de faune (4m) ; 8: dolomies du type 6 (2m).

III: Dolomies blanches bréchiques ou non, en gros bancs : 9: amas clair, bréchique (20m).

IV: Calcaires en gros bancs : 10: calcaires riches en nombreux accidents dolomitiques diagénétiques , présence de silex. Traces de faune.

Les niveaux 11 et 12 représentent déjà probablement le Ladinien. 11: Dolomies très claires ravinant les calcaires sous-jacents (2m) ; 12: masse calcaire.

---

raideur des parois et les complications tectoniques n'ont permis que des observations partielles pour l'instant.

Exemple de coupe identique à celle du Point coté 2270.

Extrémité Nord-Est du chaînon du Grand Fond (fig. n° 9).

REMARQUES :

1- Sur le versant Ouest n'affleure que l'Anisien. Les niveaux (3) et (6) peuvent rappeler les assises de calcaires marmoréens de teinte violacée à verdâtre, en lits minces, que l'on rencontre à la base des "*calcaires vermiculés*" de l'Anisien en *pays briançonnais* s. str. (J. DEBELMAS, renseignement oral).

2- Le versant Est quant à lui formant falaise, est d'un parcours très difficile. On peut accéder au pied de ce versant à partir de la Combe de la Nova pour observer des faciès du Ladinien. Il est ici composé de grosses masses de calcaires, de dolomies bréchiques et de gros bancs de dolomies grises. Dans ces derniers apparaissent quelques assises plus délitées, jaunâtres, qui contiennent de très nombreux articles d'Encrines. Ces derniers par leur analogie avec ceux décrits en *Vanoise* par F. ELLENBERGER ont été rapportés au genre Encrinus liliiformis. Epaisseur approximative de ce Ladinien : une vingtaine de mètres. Au dessus, viennent en discordance des niveaux rapportés au Trias supérieur.

4°/- Conclusions sur le Trias moyen.

Les diverses écailles de la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond que nous venons d'étudier présentent en général deux zones distinctes de faciès au Trias moyen.

- La première, la plus occidentale, serait représentée par la coupe du Point coté 2270. Nous y avons montré l'importance que prennent les faciès bréchiques au sein de la série et l'existence de discordances par ravine-

ment [1]. Nous serions ici en un point d'instabilité maximum du fond marin au cours du Trias moyen.

- La seconde, plus orientale, montrerait une évolution plus typiquement interne. Par ses faciès, ainsi que par la moins grande variabilité des dépôts, elle indique une sédimentation plus tranquille et annonce ainsi le *domaine briançonnais*.

γ - Le Trias supérieur.

Dans la majorité des régions des Alpes, la plupart des études effectuées sur le Trias supérieur, lui consacrent un chapitre particulier intitulé "Le problème du Trias supérieur". Plusieurs raisons sont à l'origine de cet état de fait :

- la première, et certainement la principale, concerne la datation directe des terrains qui reviennent à cette époque. Cette datation n'est en général pas facile ;

---

(1) *Cette instabilité peut se traduire par des irrégularités de disposition des strates, du genre de celle de la fig. 10, observée sur un bloc récolté en éboulis dans le prolongement Nord du massif du Grand Fond, versant Est. La polarité n'est pas connue mais dans cette position il semble bien qu'elle soit normale.*

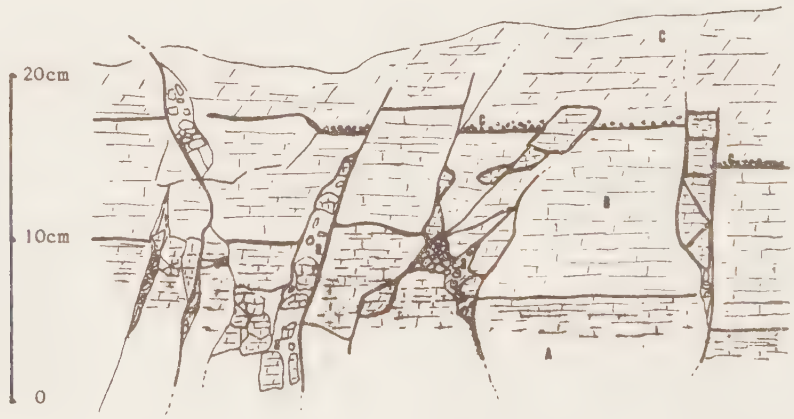


Fig. n° 10 - Schéma d'une brèche "intraformationnelle" dans le Trias Moyen.

A et C : passées calcareo-dolomitiques ; B : passée de calcaire noir spathique ;
a. : brèches "intraformationnelles" ; c : microbrèches.

- en outre, il n'existe pratiquement jamais de coupes complètes allant du Ladinien au Lias inclus. Les coupes observables, partielles donc, sont soit adhérentes aux séries du Trias moyen, soit adhérentes aux séries liasiques ;

- enfin, les faciès de ce Trias supérieur sont souvent polymorphes. Ceci explique bien les difficultés rencontrées pour tenter d'établir la stratigraphie de ce Trias supérieur. De ce point de vue la région que nous avons étudiée n'échappe pas à ce qui semble être une règle.

C'est ainsi que H. SCHOELLER (1929) rapportera au Trias supérieur, tout en soulignant ce qu'avait d'hypothétique cette attribution, d'une part des gypses, d'autre part des dolomies (dites supérieures par rapport à celles du Trias moyen, inférieures stratigraphiquement), des cargneules, des brèches peu polygéniques et des schistes bariolés ou verts (dont les célèbres *"Schistes de la Bagnaz"*).

Après avoir établit l'âge des *"Schistes de la Bagnaz"* (rapportés au Permien en 1943) R. BARBIER montra que le Trias supérieur de la *Nappe des Brèches de Tarentaise*, au Sud de Moutiers, restait plutôt dauphinois par ses faciès. Ces vues furent confirmées par ce même auteur (1952) qui observa l'unique coupe complète du Trias de cette Nappe lors de travaux de sondages effectués dans la région de Moutiers.

Enfin les recherches de P. ANTOINE (1971), sur le Trias supérieur de *l'Unité de Moutiers* dans la région de Bourg-Saint-Maurice montrèrent qu'une assez grande similitude existait entre les faciès de cette région et ceux du *domaine briançonnais*.

Au départ donc, et comme le soulignait déjà P. ANTOINE (1971) pour tout le secteur de Tarentaise on pouvait imaginer que notre région faisait partie d'une zone de passage, aussi bien de l'Ouest vers l'Est que du Sud vers le Nord, entre des faciès attribuables au Keuper et d'autres appartenant à un Trias supérieur dans lequel Carnien et Norien seraient nettement individualisés.

1°/- Les différents faciès.

1-A. Domaine des écailles externes : le Trias supérieur du chevauchement pennique frontal.

Le Chevauchement pennique frontal est souligné par l'association dolomies plus ou moins cargneulisées - schistes lie de vin, violacés ou verdâtres. Un amas considérable de ces faciès peut être observé au col du Cormet de Roselend, où passe la limite entre la *Zone Externe* et les *Zones Internes*.

De tels faciès ont été décrits par R. BARBIER (1948) dans le Trias supérieur des zones *subbriançonnaise* et *ultra-dauphinoise* au Sud de Moutiers. Il ne semble pas faire de doute (R. BARBIER, renseignement oral) que nous ayons affaire ici aux mêmes faciès que ceux qui représentent le Keuper plus au Sud.

1-B. Domaine Portetta-Grand Fond et sa marge interne.

Nous avons dit en introduction qu'il n'existait bien souvent que des coupes partielles du Trias supérieur, les unes adhérentes aux séries du Trias moyen, les autres aux séries du Lias. Dans le domaine Portetta-Grand Fond et sur sa marge interne nous allons effectivement rencontrer ces deux types de coupes ; mais indépendamment de ces dernières, des terrains nous ont semblé pouvoir être également attribuables au Trias supérieur.

Aussi nous allons examiner successivement :

1- Les terrains attribuables au Trias supérieur, adhérents aux séries du Trias moyen ;

2- Les terrains attribuables au Trias supérieur, adhérents aux séries du Lias ;

3- Toutes les autres possibilités.

I - Les terrains attribuables au Trias supérieur, adhérents aux séries du Trias moyen.

a. Massif du col oriental du Grand Fond. (x = 938 - y = 82,10).

Au dessus des habituelles assises dolomitiques grises en gros bancs,

parfois bréchiques, du Ladinien, et en discordance, viennent (fig. n° 11) :

. (2b)- un niveau de brèches claires polygéniques, à ciment et éléments dolomitiques *(moins d'un mètre)* (Avant le dépôt de ces brèches, les bancs du Ladinien ont dû subir un certain remaniement, du moins en ce qui concerne une tranche superficielle de 1 à 5 cm d'épaisseur). Ce premier ensemble (2b) peut passer latéralement à d'autres brèches, blanchâtres, monogéniques, à éléments vert sombre, et un peu plus épaisses (niveau b de la figure n° 13).

. (2c)- une alternance de petits bancs dolomitiques, jaune, gris ou verdâtre, enduits à leur sommet d'un film schisteux sombre *(quelques mètres)*. Vers le haut on observe plutôt une alternance de bancs de dolomie blanche et de croûtes dolomitiques verdâtres d'épaisseur irrégulière.

. Les bancs de dolomie sont massifs mais constitués de plusieurs feuillets de teinte différente (jaune, gris, blanc).

. Les encroûtements sont très peu épais (1, 2, 4cm) et séparés les uns des autres par un film schisteux noir plus ou moins ferrugineux.

Cette coupe s'achève en ce point avec ces niveaux. Quelques cinquante mètres plus au Nord, viennent également en discordance, de nouvelles brèches, à ciment calcaire bleuté, et très polygéniques (galets de Houiller, de quartzites, de silex noirs, de calcaires et de dolomie). Ces brèches sont sans doute post-triasiques.

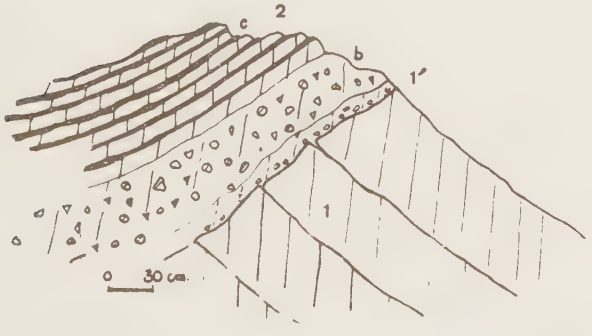


Fig. n° 11 :

MASSIF DU COL ORIENTAL DU GRAND FOND.

Série "Post-Ladinienne".

1 Ladinien
1' Ladinien remanié
2 "Post-Ladinien"
b. brèches polygéniques dolomitiques.
c. alternance de dolomies et de croûtes dolomitiques à enduits schisteux.

Sur le versant Est de ce massif, la coupe montre un détail supplémentaire : quelques tâches rougeâtres colorent une petite zone du Ladinien

(figuré (a) de la figure n° 13). Il semble bien que nous ayons là affaire à des traces de rubéfactions recoupant la stratigraphie et liés à des phénomènes anciens d'altération superficielle.

CONCLUSIONS TIREES DE CES OBSERVATIONS.

. Les niveaux 2 (b et c) constituent un ensemble homogène qui souligne certainement l'établissement d'un régime à tendance régressive.

. L'âge de cet ensemble n'a pas pu être déterminé directement. Mais ces assises 2 (b et c) intervenant :

- après une période proche de l'émersion ou d'émersion,
- et en discordance au dessus du Ladinien,

peuvent représenter soit un "Post-Ladinien" soit un "fini-Ladinien" selon que les traces d'altérations superficielles sont intervenues à la fin ou juste avant la fin du Ladinien.

Il est à noter l'importance de la discordance. Les niveaux (2b) recoupent pratiquement à 90° les gros bancs du Ladinien. Ceci doit être mis en relation avec l'existence de fractures dont le jeu aurait permis la création d'une surface très irrégulière, localement légèrement déprimée, ailleurs plutôt en saillie, amplifiant ainsi les phénomènes de discordance. Ajoutons que ces fractures dont l'existence reste probable (fig. n° 12) sont sans doute à l'origine de l'exhaussement du fond marin et ainsi des évènements dont nous venons de parler.

b. Au point coté 2270 - Versant Est.

Deux formations peuvent être observées au dessus du Ladinien mais leur rapport tant entre elles, qu'avec le Ladinien ne sont pas nets.

. Partie Est du massif.

La série se compose d'un ou deux bancs épais (un mètre) dans lesquels un très fin rubannement peut être remarqué. Il s'agit de feuillets :

÷ d'épaisseur variable (moins d'un demi-millimètre à 1 ou 2 centimètres).

÷ de composition variable (superposition de feuillets purement dolomitiques, calcaires, calcaires ou dolomitiques microbréchiques).

FIG: 12. Massif de Trias calcaire du Col Oriental du Grand Fond. Vue de l'Ouest.

np : Néo-Permien ; φ : contact anormal ; *cg* : Cargneules ; *1* : Anisien ; *1 ?* : Anisien probable (très mylonitisé) · *2* ; Ladinien ; *3* ; Série "Post-Ladinienne"

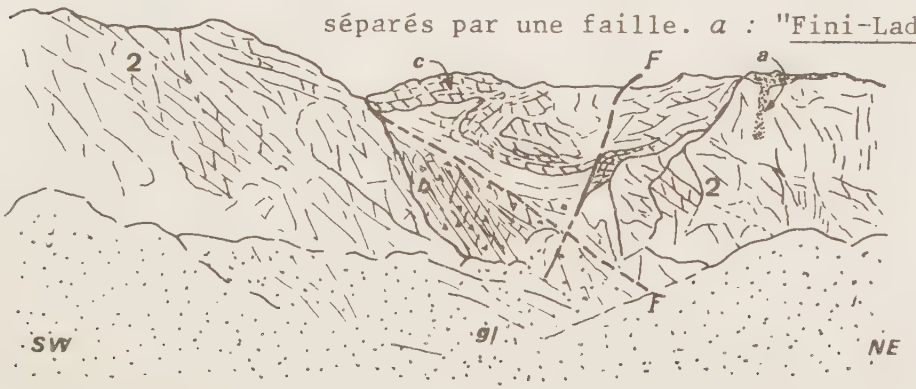
FIG: 13 idem. Vue de l'Est.

gl : Vallum morainique ; *F* : faille ; *2* : Ladinien (les deux ensembles Ladinien sont séparés par une faille. *a* : "Fini-Ladinien"?: localement, coloration rougeâtre des bancs, recoupant la stratigraphie.

Série "Post-Ladinienne

b : ensemble de brèches monogéniques à ciment dolomitique ;

c : ensemble de bancs de dolomies, d'enduits schisteux et de croûtes dolomitiques.



- dont les joints ne sont pas plans : il y a un pendage sédimentaire avec ravinement pour tout ce qui est bréchique et une interpénétration entre eux des feuillets purement calcaires ou dolomitiques.

L'allure générale est celle de varves calcareo-dolomitiques. Cette formation procède nettement de deux processus différents ; l'un purement chimique, l'emportant sur un autre purement détritique (les particules détritiques des microbrèches n'étant que des fragments des vases dolomitiques ou calcaires au dessus desquelles viennent ces microbrèches).

. Partie Sud-Est du massif.

La série se compose d'une alternance de croûtes dolomitiques et de schistes noirs.

- les dolomies sont en petits bancs, de dix à vingt centimètres d'épaisseur ; de teinte ocre-orangé en patine, bleuté en cassure.
- les schistes sont noirs, peu épais, ou parfois rosés ou orangés satinés ou mats.

Certains échantillons de ces éléments rappellent ceux de la vire du Röt ("schistes Supra-Werfénien").

L'épaisseur de cet ensemble est faible, inférieure à cinq mètres. Au dessus, viendraient les gypses de la Combe de la Nova.

Ces deux formations se complètent-elles vers le haut ?, vers le bas ? ou latéralement ? Il semble que la première viendrait au dessus de la partie inférieure du Ladinien (coupe du Trias moyen du Point coté 2270, niveaux 15) ; la seconde au dessus de la partie supérieure du Ladinien (niveaux 16 de cette même coupe). Si cela s'avérait exact, il faudrait y voir l'indice d'un profond ravinement du Ladinien.

Les faciès que nous avons pu décrire dans ces deux coupes marquent certainement un régime régressif. Leur âge, tout comme au col oriental du Grand Fond ne peut être précisé qu'indirectement : ils apparaissent en effet entre le Ladinien et des gypses. Nous pouvons donc rapporter ces faciès à une histoire comprise entre la fin du Ladinien et la première moitié du

Trias supérieur mais ceci à deux hypothèses près :

1ère hypothèse : les gypses qui apparaissent à l'Est et au Sud-Est du P.C. 2270, appelés gypses de la Combe de la Nova sont d'âge Trias supérieur.

Cette hypothèse parait vraisemblable car nous avons remarqué que le Werfénien terminal (vire des schistes supra-werfénien) ne montre jamais de gypses.

2ème hypothèse : ces gypses ne sont pas extravasés.

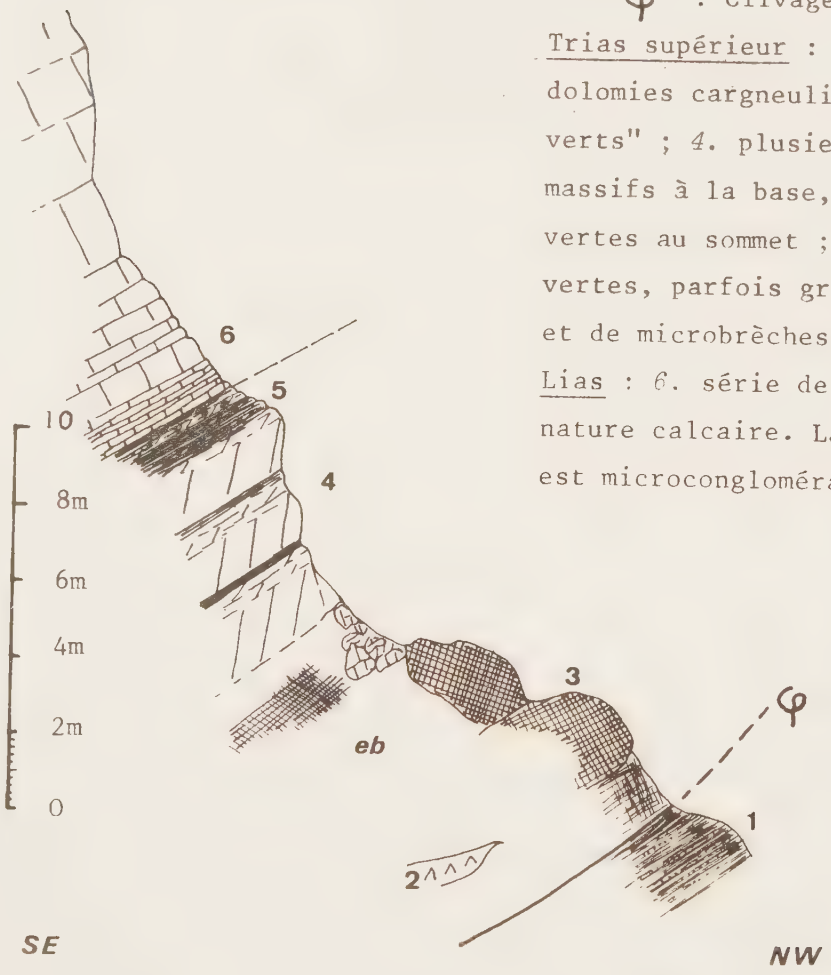
Si à première vue ils semblent participer au plan de chavauchement séparant *l'Unité de Moutiers* de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, ils représentent à mon avis une partie de la série de ce Point coté 2270. C'est la disposition des couches qui le suggère (planche n° 2). Tout se passe comme si le massif avait subi tardivement des contraintes, obliques par rapport à la direction des couches qui le constituent. Ainsi le Trias moyen chevauche vers le Sud-Ouest les quartzites du Werfénien par l'intermédiaire des schistes du Röt et du début de l'Anisien ; puis les gypses passent, plus au Sud-Ouest, à leur tour au dessus du Trias calcaire. Werfénien, Trias moyen, et gypses constitueraient donc un seul et même ensemble plus ou moins séparé en trois parties par l'intermédiaire de deux niveaux de décollement :

- les schistes du Röt ;
- les gypses (qui constituent en même temps la troisième partie de la coupe).

C. Coupes diverses.

En dehors des coupes décrites précédemment on pourra observer de tels faciès dans le versant rive gauche de la Cerdosse, au dessus du Ladinien (en x ≐ 937 ; y = 78,62) ; au pied du Mont Gargan, versant Ouest, au dessus du Ladinien (en x = 937,80 et y = 80,30) ; sur le versant Est de l'extrémité Nord du Massif du Grand Fond, au-dessus du Ladinien (en x = 939,86 et y = 85,32) ; enfin sur le versant Est de Rocheboc. En ce dernier point on pourra observer des masses dolomitiques blanchâtres, parfois ocres, en gros bancs ("Brèches blanches" des divers schémas et coupes) suivies localement d'une brèche grossière à éléments dolomitiques ou schisteux, de couleur som-

FIG. 14. COUPE SCHEMATIQUE DU VERSANT OUEST DU MASSIF DE CRET BAUDIN



Houiller : *1.* Schistes et grés micacés sombres (Talus de la route)

φ : Clivage tectonique

Trias supérieur : *2.* amas de gypse, très localisé ; *3.* cargneules, dolomies cargneulisées en éboulis (eb) associées à des "schistes verts" ; *4.* plusieurs gros bancs de dolomies "blondes". Ils sont massifs à la base, délités avec quelques intercalations de pélites vertes au sommet ; *5.* ensemble nettement individualisé de pélites vertes, parfois gréseuses, de plaquettes dolomitiques jaune-orange et de microbrèches schisto-dolomitiques à ciment dolomitique.

Lias : *6.* série de petits bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur et de nature calcaire. La base du premier de ces petits bancs calcaires est microconglomératique.

bre, roulés ou non, et mimant une coulée boueuse superficielle consolidée. Les premières apparaissent en x = 936,50 et y = 76,80 ; les secondes, dans le ravin de la Portetta, associées à des gypses et des cargneules, en x = 936,56 et y = 77.

CONCLUSIONS RELATIVES AUX TERRAINS ATTRIBUABLES AU TRIAS SUPERIEUR ADHERENTS AUX SERIES DU TRIAS MOYEN.

Dès le début de cette étude, et faute de mieux, nous avions attribués les faciès décrits dans les coupes précédentes à un Supra-Ladinien (1). En fait, ces faciès s'apparentent très bien à ceux qui ont été observés dans le Briançonnais et que les découvertes récentes (J.C. BARFETY, M. GIDON, M. LEMOINE - 1970, puis J. MEGARD-GALLI - 1972) ont permis de rapporter au Carnien. Il nous paraît donc raisonnable pour l'instant d'attribuer également au Carnien les terrains que nous venons de décrire.

II - Les terrains attribuables au Trias supérieur, adhérents aux séries du Lias.

. Le Massif de Crêt Baudin (feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/20.000ème n° 3).

Ce petit massif appartient à une écaille tectonique. Les contacts anormaux sont soulignés localement par des gypses.

La barre rocheuse liasique constitue l'ossature de ce massif. Au pied de cette barre, versant Ouest, on peut décrire une bonne coupe du Trias supérieur (fig. n° 14).

CONCLUSIONS TIREES DE CETTE COUPE.

Malgré l'absence de repères paléontologiques, nous avons rapportés au Norien les gros bancs de dolomies jaunes en raison d'analogies lithologiques :

Ces niveaux 4 et 5 se rapprocheraient en effet de ceux attribués au Norien en *Vanoise* par F. ELLENBERGER (1958) ou de la "Formation des dolomies blondes" décrites par BAUD (1972) dans les *Préalpes* et rapportée en

(1) cf. DEBELMAS et LEMOINE (1963).

partie au Norien. Mais notre attribution reste hypothétique car à l'inverse de ces coupes ou de certaines du *Briançonnais* (partie externe de la *Nappe de Peyre-Haute* par exemple), ici à Crêt Baudin, le Rhétien à *Avicula Contorta* n'existe pas et il n'y a pas continuité de sédimentation entre le Trias et le Lias.

PREMIERES CONCLUSIONS RELATIVES AUX DEUX GRANDES SERIES DE COUPES QUE NOUS VENONS D'ETUDIER.

Le domaine Portetta-Grand Fond, et plus particulièrement sa marge interne ont vu se dérouler une histoire sédimentogénétique identique à celle de certains secteurs du *Briançonnais* au Trias supérieur ; les dépôts que nous avons attribué au Carnien en certains points et au Norien en d'autres points semblent bien souligner en effet la même évolution.

Mais, comme bien souvent d'ailleurs dans les Alpes, il n'est pas possible d'affirmer que ces dépôts du Carnien et du Norien, mis en évidence indirectement, se sont succédés dans le temps sur un même emplacement, donc que ces séries actuellement observables peuvent être assemblées.

Enfin, l'évolution de ce domaine Portetta-Grand Fond ne s'est pas limitée à ces deux types de série, le paragraphe suivant permet en effet d'évoquer d'autres possibilités.

III - Les autres possibilités.

Outre les faciès précédemment décrits on peut attribuer au Trias supérieur, des brèches peu polygéniques ou très polygéniques, à ciment dolomitique. Il en existe dans le massif de Rocheboc d'une part, sur le versant Est de la Pointe de Portetta et dans la Combe de la Nova d'autre part. Ces brèches sont polygéniques et hétérométriques ; leur ciment, dolomitique, rappelle celui des dolomies blondes du Norien ; stratigraphiquement, elles apparaissent en discordance, soit au dessus du Permo-Trias, soit au dessus du Ladinien ; elles peuvent également apparaître au dessous de niveaux rapportés au Dogger, ou rester non recouvertes.

Quel âge peut-on attribuer à ces brèches ?

Examinons tout d'abord les faits.

÷ Sur le sommet principal de Rocheboc (PC 2362) (Planche n° 3), vient en discordance, au dessus des quartzites du Werfénien, un gros banc de dolomie jaune-orangé, très riche en galets de quartzites du Permien, de toute taille (jusqu'au m^3), et montrant quelques galets de dolomies. Au dessus et en discordance vient un conglomérat à ciment calcaire, base du Dogger.

Des faciès identiques quoique plus polygéniques, mais dans la même position stratigraphique peuvent être observés sous la Pointe de Portetta, versant Est, (pratiquement jusqu'au col de la Lanche des Chamois) et dans la Combe de la Nova, au Nord du PC 2270.

÷ Sur le versant Est du deuxième sommet de Rocheboc vient une autre brèche dolomitique surmontant du Ladinien (à faciès calcaire en gros bancs faisant songer parfois à du Lias !) par l'intermédiaire de croûtes ferrugineuses, et silico-dolomitiques. Elle montre un véritable amoncellement de blocs de toute taille et de toute nature (du Cristallin au Trias inclus).

CONCLUSIONS :

A- L'âge des terrains.

Aucun reste paléontologique n'a permis de déterminer leur âge.

Par ailleurs, ces divers ensembles de brèches n'ont ni le faciès du Carnien, ni celui du Norien et encore moins celui du Keuper des Zones Externes. Mais deux observations peuvent nous limiter dans le temps l'époque du dépôt de ces brèches :

1. elles peuvent apparaître, au mieux, au dessus du Ladinien d'une part, au dessous du Dogger d'autre part ;

2. comme nous l'avons déjà dit, leur ciment semble être de nature identique à celui des dolomies blondes du Norien.

Ainsi à titre d'hypothèse nous avons rapporté ces formations bréchiques au Trias supérieur, et éventuellement au Norien.

B. Conséquences paléogéographiques.

Ces divers ensembles bréchiques révèlent l'existence d'une période de mouvements tectoniques locaux assez importants, suivie d'une phase d'érosion intense.

Et si la réalité des choses est bien celle que nous venons de décrire, en ce qui concerne l'âge de ces formations, il en découle les faits suivants :

1. la période de mouvements tectoniques ayant permis le décapage de la série du Trias moyen daterait plus ou moins du début du Trias supérieur c'est-à-dire du Carnien. Et à la limite nous devrions retrouver les produits de l'érosion des zones mises en saillie, (érosion éventuellement d'âge Carnienne) dans la sédimentation, en d'autres lieux ;

2. Cette période d'érosion aurait pu se poursuivre localement pendant la fin du Trias supérieur, c'est-à-dire à l'époque Norienne (les brèches du premier sommet de Rocheboc l'attesteraient).

REMARQUES :

1°/- En ce qui concerne le sommet principal de Rocheboc (ou bien encore le versant Est de la Portetta. La période pendant laquelle s'est effectuée l'érosion de la totalité du Trias moyen parait vraiment avoir été de courte durée (début du Trias supérieur). Mais il faut souligner que :

1. compte-tenu de la faible épaisseur du Ladinien, et plus encore de son faciès (voir au P.C. 2270) ne pourrait-on pas envisager, à la limite, qu'il ne se soit pas déposé en certains points ?

2. Rien ne s'oppose non plus à ce que ces brèches ne datent pas uniquement la fin du Trias supérieur. Elles auraient très bien pu débuter tardivement au Norien et se poursuivre quelque peu au Lias.

2°/- En ce qui concerne les brèches du versant Est de Rocheboc, il se pourrait qu'elles ne datent pas du Trias supérieur car :

1. La coupe décrite appartient à une écaille tectonique donc à un domaine de sédimentation qui était originellement situé plus à l'Est ;

2. Ces brèches viennent en discordance, par l'intermédiaire d'un niveau d'intenses rubéfactions, sur des terrains qui semblent bien être du Ladinien mais qui, localement, prennent des allures de Lias.

3. Enfin, les mêmes causes provoquant les mêmes effets mais à des époques différentes (F. ELLENBERGER - 1958 "*Dolomies régénérées et mimetisme de transgression*"), ces brèches pourraient très bien être plus récentes.

De cette discussion il ressort que les attributions chronologiques que nous avions proposées restent hypothétiques. Nous pensons cependant qu'une période de mouvements tectoniques serait intervenue au début au Trias supérieur. Elle aurait entraîné localement la création de reliefs, qui seront, à partir de ce moment là et peut-être pendant toute la fin du Trias supérieur, en proie à l'érosion alimentant ainsi la sédimentation en matériaux détritiques grossiers. Ces reliefs ont très bien pu ne pas être généralisés ; au contraire, des structures en saillies, dispersées, confuses géographiquement, expliquerait mieux les irrégularités de la sédimentation que l'on observe d'un point à un autre.

2°/- Conclusions relatives au Trias supérieur.

÷ Répartition des divers faciès.

- Les faciès rappelant celui du Keuper de la Zone Externe n'apparaissent qu'au front de la *Zone des Brèches de Tarentaise* dans ce que nous avons appelé le domaine des écailles externes.

- Les faciès attribuables au Carnien et au Norien ne s'observent que sur les écailles de la marge interne du *domaine Portetta-Grand Fond*.

- Les brèches polygéniques à ciment dolomitiques sont localisées plutôt dans le *domaine Portetta-Grand Fond* s. str. et n'affleurent que dans sa partie Sud.

÷ Conséquences paléogéographiques.

' A l'Est, à l'emplacement des écailles de la marge interne du *domaine Portetta-Grand Fond* le Trias supérieur aurait débuté par un exhaussement plus ou moins rapide du fond marin pouvant aller jusqu'à l'émersion et conduisant aux faciès évaporitiques. Cette histoire a dû se poursuivre au

moins pour le secteur le plus oriental par un retour à des conditions marines ;

' A l'Ouest sur la frange de nos écailles externes, comme dans la zone subbriançonnaise plus au Sud, s'était établi, au moins à une certaine époque, un régime de régression générateur de faciès schisteux versicolores.

' Dans le domaine Portetta-Grand Fond, paléogéographiquement intermédiaire entre les deux précédents le Trias supérieur a vu sans doute, l'apparition de reliefs plus accusés démantelés par l'érosion, reliefs dont la paléogéographie de détail s'avérait fort complexe.

CONCLUSIONS SUR L'ENSEMBLE DU TRIAS.

Synthèse stratigraphique et évolution paléogéographique (fig. n° 15).

1°/- Le Trias inférieur.

Néo-Permien et Werfénien semblent bien constituer un seul et même cycle sédimentaire qui se déroulerait ainsi :

- au Néo-Permien, ouverture du cycle avec les séquences détritiques grossières de type fluvial se déposant sur d'immenses champs d'épandages littoraux ;

- au début du Werfénien, établissement probable d'un régime marin et tendance vers une évolution très poussée des sédiments (quartzites blancs).

- Au cours du Werfénien un changement assez brutal intervient et modifie le milieu de dépôt ; il y a alors interférence entre des phénomènes chimiques et des apports détritiques (quartzites à nodules dolomitiques).

- A la fin du Werfénien, un régime régressif franc s'établit marquant la fin du cycle (quartzites noirs, schistes noirs à interlits dolomitiques, mais pas de gypses).

2°/- Le Trias moyen.

La région que nous avons étudiée présente deux zones de faciès.

1. Une zone orientale, attestée uniquement par quelque témoin (deuxième sommet de Rocheboc en particulier) et qui montrerait une évolution peu

différente de celle du *domaine briançonnais* (aux épaisseurs près) ;

2. Une zone occidentale, qui ne couvre pas toute l'étendue du secteur étudié. Les érosions postérieures au Trias moyen nous ont empêché de l'individualiser ailleurs que sur les écailles internes qui constituent la frange de terrains située à la limite entre *l'Unité de Moutiers* et *l'Unité du Roignais-Versoyen*.

Cette zone est donc qualifiée d'occidentale uniquement par rapport à la première qui est effectivement plus interne.

Du point de vue paléogéographique elle doit dépendre du même domaine que la précédente tout en restant très influencée par les conditions locales du milieu de sédimentation. Nous devions nous trouver là dans une zone à tendance de haut-fond, à subsidence faible et en fréquent réajustement.

La fin du Trias moyen semble bien annoncer un exhaussement généralisé du fond marin.

3°/- Le Trias supérieur.

En l'absence de preuves paléontologiques directes nos attributions d'âge ont été établies par chrono-lithologie relative ; elles restent cohérentes du point de vue contexte mais hypothétiques en valeur absolue. L'exhaussement du fond marin, amorcé avec la fin du Trias moyen s'est poursuivi au début du Trias supérieur.

Θ En certains points, il s'établit même un régime lagunaire (Carnien ?) (marge interne du domaine Portetta-Grand Fond) ;

Θ En d'autres points cet exhaussement prend l'allure de mouvements tectoniques, et crée des reliefs soumis alors à l'érosion (domaine Portetta-Grand Fond s. str.). Ces derniers phénomènes ont pu se poursuivre au cours du Trias supérieur et peut-être même jusqu'à la fin, mais toujours dans ce même domaine. Ailleurs la fin du Trias supérieur est marquée par un retour aux conditions marines (dolomies noriennes (?) de Crêt Baudin).

Θ Enfin, pendant une bonne partie du Trias supérieur, sur la marge externe du secteur étudié se sont déposés des dolomies et des schistes lie de vin identiques à ceux du Keuper subbriançonnais ou ultradauphinois.

Il résulte de cette synthèse que le Trias de notre secteur présente de multiples liens de parenté avec celui du *domaine briançonnais*.

Deux caractères essentiels permettent tout de même de distinguer ces deux Trias :

1. L'existence dans notre secteur d'un fond marin peu profond, très instable, sensible aux moindres modifications de l'environnement paléogéographique ;

2. La faible épaisseur des séries qui ne représentent bien souvent que le 1/5 de l'épaisseur du Trias briançonnais. Ce caractère est certainement lié au premier.

1E - LE LIAS.

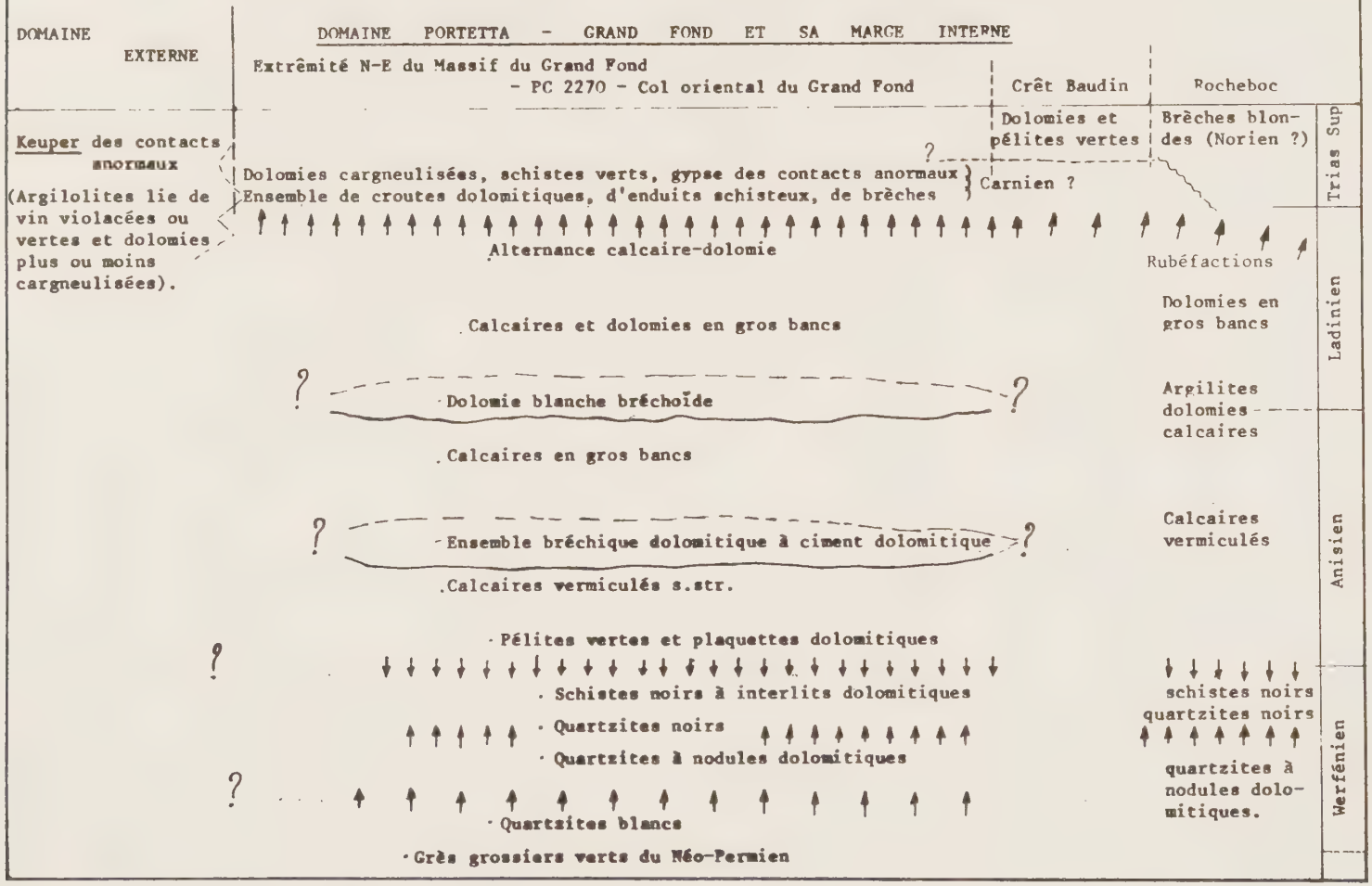
1- Généralités.

Il est d'usage depuis longtemps d'attribuer au Lias dans notre région tous les calcaires qui ressemblent aux célèbres calcaires des Etroits du Siaix ou de Villette. Ceux-ci sont en effet à peu près datés par une faune de lamellibranches de belemnites et de polypiers.

Les affleurements étant souvent monotones et essentiellement calcaires, l'établissement des subdivisions stratigraphiques de ce Lias a toujours été un problème majeur.

. H. SCHOELLER (1929 - pp. 240-248) réussit malgré tout à mettre en évidence un Rhétien, un Lias inférieur, un Lias moyen et supérieur. Pour lui la totalité de la série est calcaire ; elle correspond à une sédimentation néritique ou zoogène (calcaires subrécifaux) voire même littorale (calcaires bréchiques à structure en chenaux), s'effectuant dans une mer peu profonde sur l'emplacement d'une *"ride géanticlinale"*. Il émet enfin l'hypothèse d'un arrêt de sédimentation entre le Trias et le Lias en résumant ainsi le passage entre les deux étages : *"presque partout, dans la Nappe de l'Embrunais, le passage du Trias au Lias paraît normal. Il est vrai cependant que la présence de galets de dolomie trahit un arrêt de la sédimentation entre le Lias et le Trias, révélant un ravinement entre les deux terrains, fait qui apparait nettement dans l'anticlinal complexe de la Portetta-*

FIG: 15 SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DU TRIAS . POSITION PALEOGEOGRAPHIQUE DES DIVERSES COUPES (ESSAI)



. exhaussement du Fond ; établissement d'un régime régressif.

. tendance à l'émersion.

. abaissement du Fond, sédimentation marine.

discordance par ravinement.

Combe de la Nova".

. R. BARBIER (1951) puis P. ANTOINE (1971) adoptèrent sensiblement la même image de l'évolution paléogéographique de la zone à cette époque.

. Enfin, dans une note récente (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972) nous avons décrit une discordance très nette entre les quartzites du Néo-Permien d'une part et des calcaires attribuables au Lias d'autre part ; et cela dans les limites du secteur étudié, sous le Point coté 2692 (Massif du Grand Fond). En ce point, il y aurait donc eu bien plus qu'un arrêt de sédimentation entre le Trias et le Lias. En fait si SCHOELLER (1929) ne l'exprime clairement nulle part, il sous-entend tout de même autre chose qu'un simple arrêt de sédimentation. La meilleure preuve est que sur le versant Est du Passage de Parozan (ou bien sur le versant Nord du Col du Grand Fond) il superpose un Rhétien aux quartzites du Néo-Permien (cf. carte géologique au 1/50.000ème Bourg-Saint-Maurice).

2- Distribution géographique.

Sur la première édition de la feuille Albertville au 1/80.000ème, pratiquement tout notre secteur avait été représenté en Lias. H. SCHOELLER montra que ce Lias était en fait d'extension très limitée.

Il apparait en effet sous forme d'affleurements rares et isolés : sur le versant Ouest du Point coté 2692 ; près du Cormet d'Arêches ; au débouché de la Combe de la Nova; à Crêt Baudin ; au front de *l'Unité du Roignais-Versoyen*.

3- Description de quelques coupes.

3a. Dans le domaine des écailles externes :

. Près du Col du Cormet de Roselend, deux affleurements de calcaires gris massifs plus ou moins dolomitiques, très recristallisés, sans faune décelable, apparaissent, l'un sous la série du Flysch (près du Point coté 2014,4) l'autre sous la série du Dogger (au Nord-Est du Point coté 2077,4).

Nous conserverons les attributions de H. SCHOELLER qui, en l'absence de faune, mais compte-tenu du contexte stratigraphique avait rapporté

au Lias ces divers affleurements (carte géologique au 1/50.000ème de Bourg-Saint Maurice).

3b. Dans le domaine Portetta-Grand Fond.

I- Coupe du versant Ouest du Point coté 2692 (planche hors texte n° 4, photo n° 6).

Cette coupe s'effectue dans le flanc Ouest du Massif du Grand Fond, à l'altitude 2200m, pratiquement à l'aplomb du Point coté 2692.

La succession lithologique est la suivante :

.(2) quartzites du Néo-Permien à pendage Ouest ;

.(3) encroûtements ferrugineux ou dolomitico-ferrugineux, ocre, ou orangé - détail sur la photo n° 6 -. Ils contiennent une multitude de petits graviers anguleux de quartz ou de quartzites. On peut interpréter ce niveau comme la trace d'une émersion. L'épaisseur de ce niveau ferrugineux peut atteindre dix centimètres.

.(4) calcaire cristallin blanc, homogène sur toute son épaisseur. Il s'agit d'un véritable marbre *(0,20m - 1m)*. Pendage de ce calcaire : Est.

.(5) formation bréchique reposant en discordance sur le terme (4) profondément raviné (photo n° 6 dans P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972 - p. 57).

En l'absence de preuve paléontologique directe, le niveau (4) a été rapporté au Lias pour deux raisons :

- du fait de sa ressemblance avec certains affleurements de Lias des Etroits du Siaix d'une part ;

- par la présence des faciès bréchiques (5) en discordance au dessus de lui, faciès parallélisés avec les brèches du Massif du Grand Fond antérieurement attribuées au Dogger (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972) d'autre part.

Quant au niveau ferrugineux, précédant le calcaire cristallin, son

attribution reste délicate. Mais on remarquera tout de même :

1. Que la totalité de la série triasique a été érodée ;
2. Que le Rhétien à *Avicula contorta* n'existe pas.

Or nous avons vu au chapitre précédent que l'histoire du Trias supérieur avait pu être localement celle d'une érosion assez poussée. En certains points, cette phase d'érosion aurait pu commencer avec le début du Trias supérieur ; en d'autres points elle aurait pu débuter plus tardivement mais se poursuivre jusqu'à la fin du Trias supérieur (éventuellement "Norien" conglomératique de Rocheboc).

Ne serions-nous pas alors ici, sous le Point coté 2692, précisément en un point où l'érosion s'est poursuivie durant le Trias supérieur ? le niveau ferrugineux indiquant la stabilisation de l'érosion ; la transgression marine ne le recouvrant que tardivement au Lias. L'amas dolomitique rubéfié découvert par J. DEBELMAS, tout près de cette coupe contre les quartzites du Néo-Permien, (amas noté x dans la planche hors texte n° 4) pourrait être contemporain de ce niveau.

CONCLUSION TIREE DE CETTE COUPE.

Au Point coté 2692, avant le dépôt du calcaire cristallin blanc, (attribuable au Lias sans que nous ne puissions apporter de précisions stratigraphiques supplémentaires) s'est déroulée au cours du Trias supérieur une période de mouvements tectoniques, suivie d'une phase d'érosion. Le niveau ferrugineux séparant le Néo-Permien du Lias peut représenter à la fois la fin du Trias supérieur et le début du Lias.

II - Eléments de séries liasiques dans le Brèche du Massif du Grand Fond.

L'observation en plusieurs points des blocs et des pans de strates contenus dans la Brèche du Massif du Grand Fond (attribuée au Dogger par H. SCHOELLER (1929), revue et confirmée dans cet âge en 1972 - P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL) nous a montré que beaucoup d'entre eux appartenaient à des séries liasiques. Ils pouvaient nous permettre une approche indirecte de dépôts effectués au Lias, donc d'éléments utilisables pour

reconstitution paléogéographique.

Nous avons pu reconnaître :

1°/- Versant Est de la crête du Massif du Grand Fond.
(x = 938,20 y = 83,40 (P. ANTOINE, R. BARBIER et al. - 1972 - pp. 54-55).

. Un fragment de lumachelle probablement rhétienne (type à *Avicula contorta*) ;

. des calcaires du type Villette : marbre clair à belemnites et polypiers ;

. des calcaires sombres, cristallins, microbréchiques à nodules de manganèse ayant fourni une ammonite roulée, ferrugineuse mais bien reconnaissable du type *Arnioceras*. Cette ammonite ainsi que la section équatoriale d'une autre ammonite du type *Lytoceras*, et de nombreux brachiopodes, de gros lamellibranches, des belemnites et des gasteropodes permettent de dater le Lias moyen ;

. des calcaires à zones siliceuses rousses assez discontinues ;

. des schistes noir-bleuté à nodules pyriteux probablement d'âge Aalénien.

2°/- Ailleurs, versant Est du Passage de Parozan.
(x = 937,58 y = 82,34).

Nous avons pu observer parmi les blocs de Houiller et de Trias calcaire :

. Des pélites verdâtres plus ou moins associées à des lits dolomitiques et des bancs calcaires noirs ;

. des grès quartziteux à éléments calcaires, qui par certains côtés pouvaient faire songer aux *"Grès singuliers du Col du Bonhomme"* ;

. des calcaires revêtus de croûtes ferrugineuses ;

. des calcaires noirs ;

. des schistes très riches en nodules pyriteux (ammonites ?) du type Aalénien.

CONCLUSIONS.

Si l'on assemble les divers types lithologiques que l'on vient de

décrire, on peut reconstituer une série liasique beaucoup plus complète que l'on ne s'y attendait. Cette série comporterait notamment du Lias moyen et probablement aussi supérieur. Une telle coupe présenterait ainsi un cachet sinon "dauphinois" du moins subbriançonnais, à deux différences près tout de même :

1. Les faciès calcaires de notre secteur sont très sombres, voire presque noirs ;
2. La partie clastique grossière du sédiment prend une réelle importance (nombreux calcaires bréchiques ou microconglomératiques).

3°/- Sur la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond.

Il existe de multiples affleurements de calcaires compacts, gris clair, au front de *l'Unité du Roignais-Versoyen*. Mais ils restent de faciès très monotones, sans relation stratigraphique nette avec les terrains voisins. Nous ne les décrirons pas. Nous poursuivrons plutôt la coupe du massif de Crêt Baudin commencée avec le Trias supérieur au chapitre précédent (fig. n° 14).

Au dessus d'un ensemble de pélites vertes, de plaquettes dolomitiques jaune orangé, et de brèches dolomitiques en petits bancs, ensemble rapporté au Norien, viennent successivement :

- sur moins d'un mètre d'épaisseur, une série de petits bancs (dix-vingt centimètres) de calcaire gris. Le premier de ces bancs, au contact avec les pélites vertes du Norien, semble bien remanier ce dernier ; sur dix centimètres d'épaisseur ce banc est microconglomératique et montre de petits grains (du mm au cm) de dolomie blanche ou jaune, et des lambeaux de pélites vertes.

- puis vers le haut, les bancs s'épaississent et deviennent de plus en plus massifs. La stratification n'apparait pratiquement plus ; la teinte générale reste grise ; c'est le calcaire de Crêt Baudin déjà décrit par de nombreux auteurs.

- au sommet intervient une nouvelle discordance soulignée par un enduit ferrugineux.

Aucune subdivision lithologique ne peut être introduite dans cet ensemble de plus de cinquante mètres d'épaisseur.

De la même manière que les auteurs précédents, nous avons attribué ces calcaires au Lias par l'analogie de faciès qu'ils présentent avec le Lias des Etroits du Siaix en amont de Moutiers.

CONCLUSIONS DE CETTE COUPE.

1. Il n'y a pas discordance entre le Trias supérieur et le Lias mais tout de même arrêt de sédimentation ;

2. Comme au P.C. 2692, il n'y a pas de Rhétien à *Avicula contorta*. Mais pour l'instant nous n'avons aucune preuve permettant d'affirmer qu'un Rhétien ne s'est pas déposé. Des découvertes récentes, en particulier sur le Trias supérieur de la Klippe des Annes (P. BRONNIMANN, J. CHAROLLAIS, L. KOEHN-ZANINETTI et J. ROSSET - 1969) ont montré que le Rhétien pouvait être caractérisé par une série lithologique complexe comprenant par exemple des argiles rouges et vertes, coupées de gros bancs de dolomie jaune ocre.

3. A Crêt Baudin, nous sommes en un point particulier de notre secteur puisque c'est le seul endroit qui permet d'observer le passage du Trias au Lias. Schématiquement nous aurions :

- des conditions marines ayant présidé au dépôt des "dolomies blondes" (Noriennes et éventuellement rhétiennes) ;
- puis des mouvements de faible amplitude du fond marin provoquant un arrêt de sédimentation ; ces mouvements dateraient l'extrême fin du Trias supérieur ou le tout début du Lias ;
- enfin retour à des conditions marines, sub-littorales, et dépôt du Lias.

4°/- Conclusions sur le Lias.

Le début du Lias a été certainement marqué dans tout notre secteur par un soulèvement du fond marin.

- dans les zones où le Trias supérieur montrait déjà cette tendance, provoquant la création de reliefs soumis à l'érosion, ce soulèvement passe inaperçu, probablement parce qu'il prolonge et se confond avec les

mouvements de la fin du Trias. C'est peut-être le cas du domaine Portetta-Grand Fond s. str.

- par contre, ce soulèvement est nettement perçu là où la fin du Trias supérieur est marin (Norien) car il provoque un arrêt de sédimentation ; ce doit être le cas de l'écaille de Crêt Baudin, située sur la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond.

On peut paralleliser dans une certaine mesure ce soulèvement avec celui qui permettra, au cours du Lias, la création du géanticlinal briançonnais. Mais ce rapprochement en reste là car, au Lias, notre secteur devait être constitué de bassins locaux, peu profonds, plus ou moins dépendants les uns des autres, et probablement conditionnés par un régime de fractures. Si cette affirmation reste purement hypothétique elle permettrait tout de même d'expliquer l'existence de faciès un peu particuliers, tels que ceux que nous avons décrits et qui prennent l'allure d'un Lias de type dauphinois ou subbriançonnais.

Enfin, l'histoire fini-liasique nous échappe partiellement. A Crêt Baudin, le niveau ferrugineux qui recouvre en discordance les gros bancs du Lias, et qui précède les dépôts du Dogger souligne l'existence de mouvements tectoniques anté-Dogger.

IMPORTANCE DE L'EROSION ANTE-LIASIQUE.

Des dénudations importantes sont intervenues avant le dépôt du Lias. Comme nous l'avons vu, elles se sont effectuées surtout au cours du Trias supérieur.

Ces dénudations n'ont pas été générales. Elles ont affecté essentiellement le domaine Portetta-Grand Fond s. str. où elles auraient pû atteindre, localement, le Houiller.

Cette conclusion montre qu'au Trias supérieur le comportement du domaine Portetta-Grand Fond pouvait être plus ou moins équivalent à celui de la *Zone d'Acceglio*, à propos de laquelle J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957b) écrivaient : *"enfin l'érosion anté-rhétienne est nettement plus importante dans les unités briançonnaises orientales que dans les unités oc-*

cidentales, allant jusqu'à atteindre les quartzites ou le Permien dans la Zone d'Acceglio. Là se situerait à cette époque le faîte et non l'axe du géanticlinal briançonnais".

1F - LE DOGGER.

En ce qui concerne la *Zone des Brèches de Tarentaise*, on pensait généralement que l'histoire du Dogger et du Malm correspondait à une période d'exhaussement du fond marin, voire d'émersion, expliquant ainsi l'inexistence de niveaux attribuables à ces époques. P. ANTOINE (1971) écrivait d'ailleurs : *L'existence de niveaux appartenant, avec certitude, à cette période n'a jamais été démontrée dans notre région.* Il émettait cependant quelques réserves puisque H. SCHOELLER (1929) attribuait en particulier au Dogger, plus précisément dans notre secteur, les brèches à blocs énormes du massif du Grand Fond.

Dans une note récente (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972) nous avons repris l'étude de ces brèches du massif du Grand Fond et souligné, outre le fait que cet ensemble doit effectivement être rapporté au Dogger :

1. que des variations lithologiques importantes apparaissent au sein de cet ensemble ;
2. qu'une discordance très nette sépare ces brèches d'une part, des terrains plissés et érodés allant du Houiller au Lias inclus d'autre part.

1°/- Description des faciès.

1A. Dans le domaine des écailles externes.

Une seule coupe a été reconnue. On peut l'observer sur la nouvelle route joignant le col du Cormet de Roselend à la petite dérivation E.D.F. de la Combe de la Nova (x = 939,90 y = 86,06).

En série renversée, donc en dessous de couches fini-triasiques ou liasiques, apparaissent, sur moins de dix mètres, des niveaux calcschisteux ou schisteux contenant quelques blocs ou galets de petite taille, essentiellement de nature dolomitique. Il semble que certains des galets résultent

d'un remaniement de la matrice de ce conglomérat. Viennent ensuite, toujours en dessous, les conglomérats de base de la série du Flysch.

Cette formation a été rapportée au Dogger par analogie avec certains faciès de la brèche à matrice calcschisteuse du massif du Grand Fond (voir plus loin).

1B. Dans le domaine Portetta-Grand Fond.

Nous allons décrire successivement :

÷ Les épais niveaux bréchiques et conglomératiques très grossiers qui affleurent dans les contreforts Nord-Est du massif du Grand Fond ;

÷ Une série de faciès apparaissant principalement au Sud de ce massif du Grand Fond, moins grossièrement détritiques, mais dans le prolongement direct et dans la même position stratigraphique que les faciès précédents. Ce nouvel ensemble fût bien décrit par M. GIGNOUX (1912) puis H. SCHOELLER (1929) qui l'attribua au Dogger compte-tenu du contexte stratigraphique ;

÷ Enfin, sur la marge interne de ce domaine, l'écaille de Crêt Baudin, qui présente au dessus du Lias des niveaux calcschisteux à blocs pouvant être attribué au Dogger toujours par analogie avec ce que l'on observe dans le massif du Grand Fond.

a- Les brèches du massif du Grand Fond.
(planches n° 4 et n° 5 - fig. n° 16 et 17).

Elles comprennent successivement (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. DEBELMAS, S. FUDRAL - 1972) :

1. Un ensemble conglomératique inférieur (40 à 50 mètres d'épaisseur) :

La base est représentée par un conglomérat grossier plus ou moins compact, pauvre en ciment ;

Le sommet montre une alternance de calcaires gris-noirs, de schistes et de bancs conglomératiques, à petits éléments et ciment calcaire.

2. Un ensemble conglomératique supérieur (100 mètres d'épaisseur et plus) :

Il est beaucoup plus épais et plus complexe, d'abord par sa nature (brèches sans matrice à blocs gigantesques masquant totalement la stratification) ; ensuite par ses variations de faciès. Dans cet ensemble nous passons d'une brèche sans ciment, très localisée, à une brèche à matrice calcaire, calcschisteuse ou schisteuse (l'une et l'autre à blocs gigantesques) qui affleure largement, dépassant les limites du massif du Grand Fond lui-même.

L'origine ou la genèse de ces ensembles mérite une attention spéciale.

. Les brèches à blocs énormes, et à ciment très peu abondant, de nature calcaire représentent certainement une structure d'écroulement.

. En ce qui concerne les calcaires, calcschistes et schistes riches en galets ou blocs de toute taille, il nous faut tout d'abord préciser que les galets et blocs ont bien une origine sédimentaire. En effet :

- il n'y a pas de surfaces de friction ou de minéralisation sur les surfaces des bancs des blocs ;
- il n'y a pas parallélisme entre les bancs de la série encaissante et les blocs ;
- les calcaires ou les calschistes de la série encaissante peuvent se retrouver dans les blocs et les galets ;
- il y a juxtaposition irrégulière de blocs roulés et de blocs non roulés, et contact franc entre blocs et série encaissante ;
- le mode de mise en place est certainement marin car il n'y a pas de traces d'altération continentale sur la surface des bancs (les blocs de Lias peuvent en comporter mais ces traces appartiennent plutôt au niveau de rubéfaction qui, dans notre région, précède parfois la sédimentation du Dogger).

Ainsi cet ensemble de schistes, de calcschistes, de calcaires à blocs gigantesques semble montrer l'existence de reliefs vigoureux, actifs, en proie à une érosion intense, et à des écroulements, les produits de destruction se mélangeant ensuite à la sédimentation marine, autochtone plus fine.

L'âge des brèches du massif du Grand Fond a été assez largement

discuté lors d'une note récente (P. ANTOINE et al - 1972). Les éléments utilisés pour dater ces brèches ont été les suivants :

. A la base :

- argument indirect : les blocs contenus dans ces brèches appartiennent, pour les plus anciens aux séries houillères, pour les plus récents aux séries liasiques.

A priori donc, elles sont post-liasiques.

- argument direct : les brèches à matrice schisteuse ou calcschisteuse viennent se fondre au col du Grand Fond dans une série plus calcaire, attribuable au Dogger par l'analogie de faciès et de faune qu'elles présentent avec les séries du Dogger subbriançonnais ou briançonnais (belemnites, entroques, grands lamellibranches, gasteropodes, polypiers).

Ces brèches auraient donc débutées avec le Dogger.

. Au sommet :

Rien ne permet de faire une attribution précise. Certains faciès rappeleraient éventuellement le callovo-oxfordien (traces indistinctes évoquant des *Cancellophycus*).

b- A partir du Pic de la Charbonnière et vers le Sud (fig. n° 16) et planche hors texte n° 1).

Les faciès sont moins grossiers et moins épais. On observe des conglomérats ou des microbrèches à ciment calcaire riches en éléments liasiques et triasiques, des calcschistes, des calcaires, zonés ou non. L'épaisseur générale est de l'ordre de vingt mètres.

L'âge de cette formation n'a jamais pu être fixé avec certitude. Elle représente le prolongement direct tant structural que stratigraphique des brèches du massif du Grand Fond. Pour cette raison, et à la suite de H. SCHOELLER (1929) nous l'avons rapportée au Dogger.

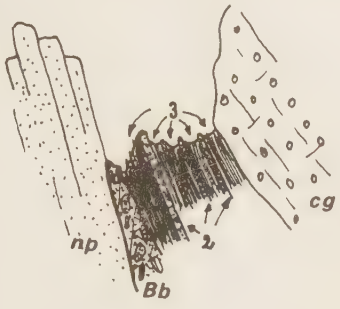
c- L'écaille de Crêt Baudin.

Au dessus des gros bancs calcaires attribués au Lias au chapitre précédent viennent successivement, et en discordance (fig. n° 18) :

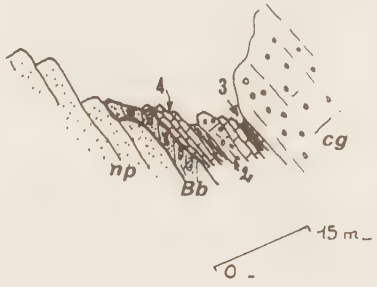
Fig: **16** COUPES SCHEMATIQUES DU DOGGER (s.l.) - (orientées E.W.)

1. Au Sud du Massif du Grand-Fond

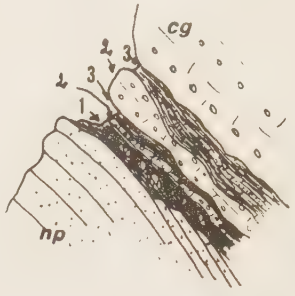
- Sous la Portetta
  x = 935,36 ; y = 77,40



- Versant Est du Point coté 2361
  x = 935,54 ; y = 78,34



- Sous la Pointe de Charbonnière
  x = 936 ; y = 79,20



2. Dans le Massif du Grand-Fond

- Versant Est de l'Aig.^{le} du Grand-Fond
  x = 938,40 ; y = 83,54.

- PC 2692
  x = 938,84 ; y = 84,70

np, Néo-Permien ; *Bb*, Brèches blondes du Trias Supérieur ; di_1 ; di_2 : Ensemble conglomératique inférieur ; ds_1 ; ds_2 : Ensemble conglomératique supérieur du Massif du Grand-Fond.

1: schistes noirs à blocs (= ds_2) ; 2: conglomérats, microconglomérats ; microbrèches ; 3: schistes, calcschistes, plus ou moins gréseux ; 4: calcaires ; cg: conglomérats de base du Flysch.

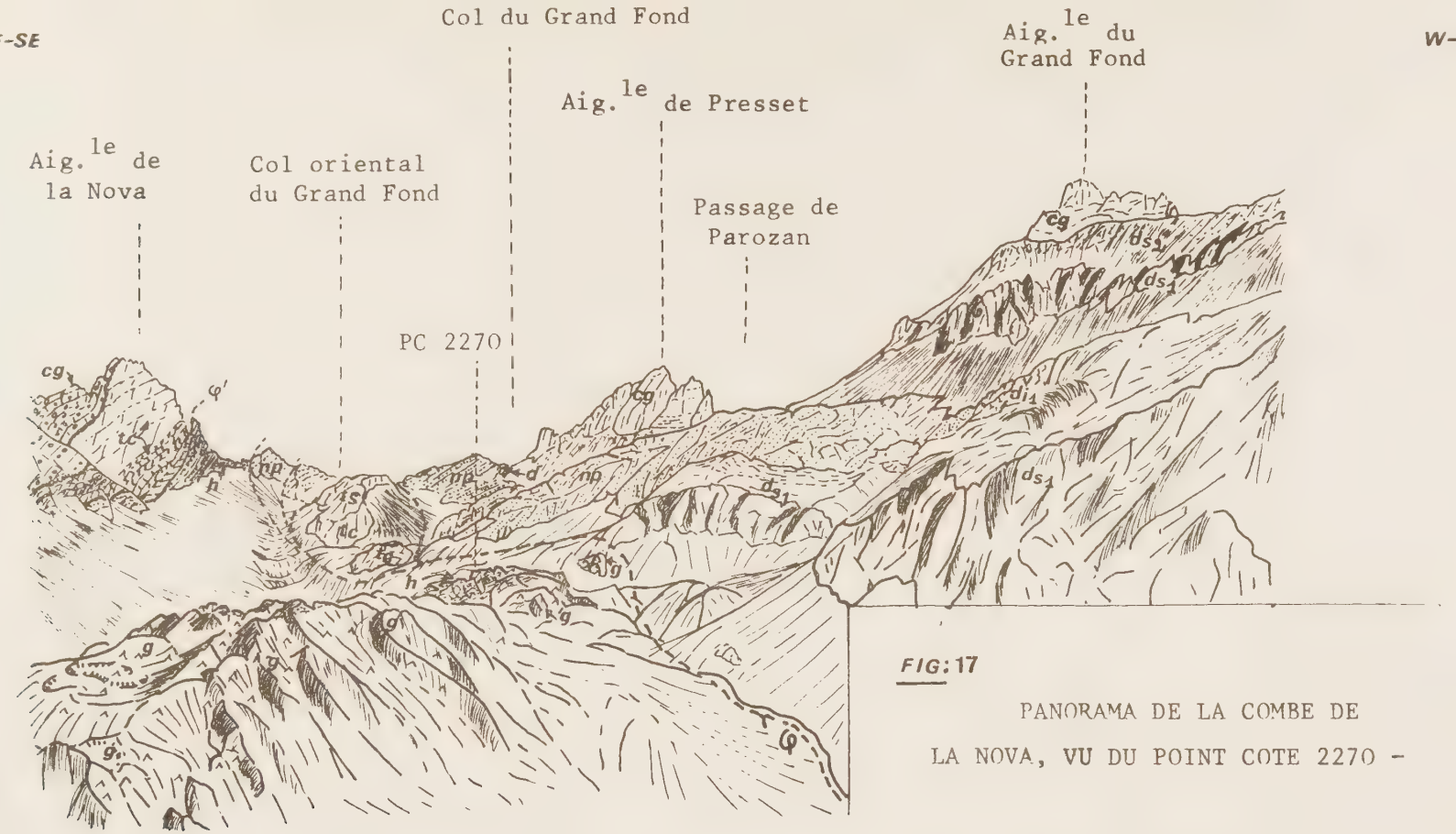


FIG: 17

PANORAMA DE LA COMBE DE LA NOVA, VU DU POINT COTE 2270 -

. *h*, Houiller ; *np*, Néo-Permien ; *tc*, Trias calcaire ; *ts*, Trias supérieur ;. *g*, Gypses ; *d*, Dogger p.p.d ; di_1, Calcaire conglomératique de l'Ensemble conglomératique inférieur des Brèches du Massif du Grand Fond ; ds_1, brèches à blocs gigantesques ; ds_2, Schistes et calcschistes à blocs (Ensemble conglomératique Supérieur) ; *cg*, Conglomérats de base du Flysch. φ: Clivage tectonique.

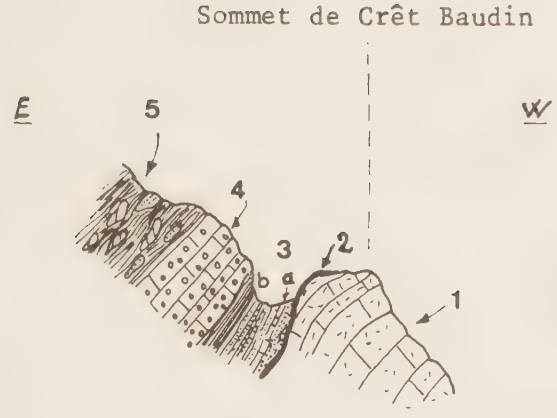


Fig. 18 : Les terrains post-liasiques du massif de Crêt Baudin.
(Légende dans le texte).

(2). un niveau ferrugineux, irrégulier, de plus de 5cm d'épaisseur parfois,

(3(a)). des assises friables constituées de grès arkosiques, de microconglomérats, de microbrèches en petits bancs, de calcaires francs, de schistes gréseux gris-bleuté et de schistes noirs *(10 mètres environ)*,

(3(b)). des assises feuilletées, bleutées plus ou moins gréseuses *(5-6m)*.
Ces niveaux (3) sont très riches en éléments ferrugineux,

(4). un conglomérat polygénique à ciment calcaire *(30m)*. Les éléments observables dans ce conglomérat sont de petite taille, roulés, et proviennent des séries triasiques et liasiques. La base de ce conglomérat prend une teinte rougeâtre, liée à la présence de nombreux petits galets ferrugineux,

(5). enfin une brèche à matrice calcschisteuse cimentant de nombreux gros blocs provenant également des séries triasique et liasique.

En l'absence de preuve paléontologique directe l'attribution d'un âge aux termes 3, 4 et 5 de cette coupe a donné lieu à plusieurs interprétations.

. Pour H. SCHOELLER (1929) (Carte géologique de Bourg-Saint-Maurice au 1/50.000ème), les niveaux (3) furent attribués au Dogger, les niveaux (4) et (5) non différenciés représentant alors la formation détritique basale du Flysch. Par la suite, P. ANTOINE (1971) émit l'hypothèse que les niveaux (3) représentaient l'ensemble antéflysch.

A mon avis les niveaux (5) sont analogues aux brèches à matrice

calcschisteuse du massif du Grand Fond. Je les rapporte donc au Dogger, tout comme les niveaux (4) qui s'apparentent fort bien avec les conglomérats à petits galets roulés que l'on peut observer au Point coté 2445 ou dans la coupe du Point coté 2692 (niveau a, fig. 3, p. 53, dans P. ANTOINE et al - 1972).

Restent alors les niveaux (3). Venant en discordance au dessus du Lias, et sous-jacents à des niveaux attribuables au Dogger, ils ont été rapporté également au Dogger. Ces attributions restent hypothétiques mais s'accorderaient mieux avec le contexte général.

d- L'écaille du col oriental du Grand Fond, montre une brèche qui ravine les niveaux du Trias moyen et supérieur. Le ciment est calcaire ; les éléments, peu nombreux, sont des galets de quartzites, de dolomies et de silex noirs.

Cette brèche n'est pas recouverte par un autre terrain. S'agit-il d'une brèche liasique, rappelant celle du Lias moyen du Rocheray par exemple (R. BARBIER - 1944) ? ou d'une brèche du Dogger ? Compte tenu du contexte général, cette dernière solution me paraît de beaucoup la meilleure.

CONCLUSIONS TIREES DE TOUTES CES COUPES.

. L'un des caractères essentiels des dépôts effectués pendant le Dogger semble bien être l'hétérogéneité des faciès, tant en ce qui concerne la taille ou la nature des blocs qu'en ce qui concerne leur répartition. Ceci évoque une morphologie sous-marine très irrégulière, accidentée de formes en saillie et de formes en creux, les premiers alimentant les secondes au cours de leur destruction.

2°/- Conclusions relatives au Dogger : Aspects paléogéographiques.

a- La tectonique anté-Dogger.

Il est difficile de pouvoir apprécier qualitativement ce qu'a dû être la tectonique anté-Dogger. Mais nous avons montré, dans la note déjà citée (P. ANTOINE et al. - 1972) que les terrains antérieurs au Dogger avaient subi une phase importante de déformations, déformations rapportées

à des plissements. De rares mesures d'axes de microplis, liés semble-t-il (?) à cette phase, ont été effectuées mais pour l'instant ces résultats restent trop partiels et ne seront pas exposés.

b- L'érosion anté-Dogger.

Elle a été très générale, à l'inverse de celle intervenue précédemment au cours du Trias supérieur.

Son importance n'est pas à négliger puisque une grande partie des séries liasiques a disparu à cette occasion. Seuls les niveaux les plus compacts et les plus durs du Lias ont résisté en certains points à cette érosion (à Crêt Baudin par exemple).

c- Les variations de faciès.

Elles sont très complexes dans le détail.

. L'ensemble conglomératique inférieur et une partie de l'ensemble supérieur ne sont représentés que dans le massif du Grand Fond.

. Seules les assises calcschisteuses et schisteuses à blocs montrent une grande extension et se retrouvent dans chacun des divers domaines du secteur étudié.

d- Les variations d'épaisseurs.

Elles sont très rapides et de grande amplitude. Dans le massif du Grand Fond, au Nord de notre secteur, l'épaisseur de la totalité du Dogger (ensemble conglomératique inférieur et supérieur) avoisine 150 mètres (50m et 100m approximativement pour chacun des deux ensembles). Au Col de Bresson, il n'y a plus d'Ensemble inférieur. Enfin à la Pointe de Portetta au Sud l'épaisseur du Dogger ne dépasse pas la quinzaine de mètres. Ces variations sont dues à l'irrégularité de l'érosion intervenue avant le Crétacé supérieur, mais certainement aussi aux conditions particulières dans lesquelles se sont effectués les dépôts du Dogger.

e- Signification paléogéographique des faciès de schistes et de calcschistes à blocs.

Malgré la taille excessive de certains des blocs ou des pans de strates contenus dans cette formation, il n'est pas possible de parler de faciès à olistolithes et olistostromes, de même que l'on ne peut envisager l'existence au Dogger dans notre région d'une nappe embryonnaire (au sens argandien du terme), et cela, parce que l'extension de ces faciès reste très limitée.

Il faut plutôt supposer l'existence d'une cordillère, d'une ride orogéniquement active, dont le continuel démantèlement venait alimenter en gros blocs et pans de strates, une sédimentation autochtone plus tranquille.

Cette ride tectonique représentait dans notre secteur le trait saillant de la paléogéographie pendant une grande partie du Dogger.

2°/ - LE FLYSCH

Comme dans toute la *Zone des Brèches de Tarentaise* il couronne la série stratigraphique du secteur étudié.

HISTORIQUE.

La première synthèse de cet ensemble sédimentaire fût établie par H. SCHOELLER (1929). Cet auteur mit tout d'abord en évidence le caractère transgressif de cette formation et souligna en outre qu'elle reposait en discordance sur des termes variés, plissés et érodés, allant du Permien au Dogger inclus. Puis à l'intérieur de celle-ci il individualisa quatre ensembles lithologiques successifs qu'il dénoma (1) conglomérats de base ; (2) schistes noirs à quartzites verts ; (3) grès calcarifères microbréchiformes ; (4) Flysch. Pour H. SCHOELLER, le terme 3 prenait de moins en moins d'importance vers le Nord-Est et vers l'Est, et se fondait *"graduellement dans le Flysch"* dont il prenait les caractères (1930 p. 21). Enfin, il attribua la série toute entière au Nummulitique par analogie avec ce qu'il connaissait au Sud de Moutiers.

P. ANTOINE (1971), dans sa synthèse sur la *Zone des Brèches de Tarentaise*, de France jusqu'à la frontière italo-Suisse, reprit une partie des travaux de H. SCHOELLER et modifia quelque peu ces observations. Le "Nummulitique" de H. SCHOELLER devint *"La Série détritique de Tarentaise"*. Il conserva néanmoins par commodité le terme de Flysch de Tarentaise et par analogie avec les découvertes de R. TRUMPY dans le Géosynclinal Valaisan en Suisse, y individualisa trois ensembles sédimentaires :

1. Une formation détritique basale (conglomérats de base de H. SCHOELLER ; Couches de l'Aroley de R. TRUMPY) ;

2. Les couches des Marmontains (R. TRUMPY) (ou schistes noirs à quartzites verts de H. SCHOELLER) ;

3. Les couches de Saint Christophe (ou grès calcarifères et Flysch de H. SCHOELLER).

Compte-tenu de ses propres découvertes paléontologiques et de celles des auteurs italiens ou suisses s'intéressant à la question, P. ANTOINE attribua respectivement au Turonien-Sénonien la formation basale, et à la fin du Crétacé - début du Paléocène les Couches des Marmontains et de Saint Christophe.

Enfin, ce même auteur montra que le Flysch de Tarentaise pouvait, dans certaines unités structurales, être précédé d'épanchements volcaniques sous-marins importants. Ces roches volcaniques associées à des faciès sédimentaires lui permirent d'individualiser un *"Ensemble antéflysch à roches vertes"*. Aux yeux de P. ANTOINE, *Ensemble antéflysch* et *Flysch de Tarentaise* caractérisaient un *"bassin crétacé de Tarentaise"*. Ainsi la discordance angulaire bien connue à la base du Flysch de Tarentaise intervenait à la base de l'Ensemble antéflysch lorsque ce dernier existait.

1°/- Histoire de la sédimentogenèse dans notre secteur, entre la fin du Dogger et le début du dépôt du Flysch de Tarentaise.

Dans un premier temps nous avons déroulé l'histoire géologique de notre secteur jusqu'au Dogger. Avant d'exposer en détail, dans un deuxième temps, l'évolution des dépôts du Flysch, il convenait d'examiner les évènements intervenus justement entre la fin du Dogger et le début du dépôt du Flysch.

Pour H. SCHOELLER (1930, p. 18) *"du Crétacé au moins, jusqu'au Lutétien, il y a émersion dans la Nappe de l'Embrunais"*.

Pour P. ANTOINE, et surtout en ce qui concerne l'Unité voisine du Roignais-Versoyen, il y a eu émersion durant le Malm puis dépôt de l'Ensemble antéflysch au cours du Néocomien et du Crétacé moyen ; une phase de plissement importante intervenant entre le Malm et le Néocomien (elle serait comparable quant à ses effets (importance de l'érosion) aux plissements anténummulitiques définis au Sud de Moutiers par R. BARBIER - 1948).

Sur le terrain qui nous concerne, il y a certainement eu des périodes de lacune et d'émersion (de nombreux galets de croûtes rubéfiées peuvent en effet être observés dans la formation détritique basale) ; d'autre part une phase de plissement identique à celle dont nous venons de parler est également intervenue avant le dépôt du Flysch ; mais il n'existe pas d'Ensemble antéflysch à roches vertes. Cependant rien ne s'oppose à ce que des niveaux purement sédimentaires (et non plus volcano-sédimentaires identiques à ceux de l'Ensemble antéflysch) se soient déposés puisque notre secteur devait être finalement assez éloigné de la zone des émissions volcaniques du Versoyen. En effet dans certains blocs éboulés d'une série de conglomérats à ciment calcaire et éléments essentiellement carbonatés très fins, observables dans le versant Est de l'écaille de Rocheboc, R. BARBIER, au cours d'une sortie commune, découvrit une multitude de foraminifères. De nombreuses lames minces furent taillées dans ces blocs et l'on découvrit un foraminifère du genre *Melatrokerion* inclus dans un petit galet carbonaté. Cette découverte permet d'affirmer que des dépôts ont pu se produire au cours du Crétacé inférieur (Urgo-Aptien) date à partir de laquelle ce genre s'individualise nettement. (Selon la chronologie proposée par P. ANTOINE c'est précisément avec le Crétacé moyen que débuteraient les émissions volcaniques du Versoyen).

2°/- *Etude des ensembles lithologiques du Flysch de Tarentaise dans le secteur étudié.*

a- La formation détritique basale.

(Planches hors texte n° 6 et 7 - Photos n° 7, 8, 9 et 10).

1. Dans le domaine Portetta-Grand Fond. (planche n° 6).

Les résultats qui vont être énoncés proviennent des diverses coupes Est-Ouest effectuées tant au niveau de la Pointe de Portetta qu'au Roc de Charbonnière (ou Grande Parei) qu'à la Pierra Menta, la Pointe de Presset ou l'Aiguille du Grand Fond. Ces études sont donc uniquement localisées sur un axe Sud-Nord allant de la Pointe de Portetta à l'Aiguille du Grand Fond. La marge interne du domaine Portetta-Grand Fond ne comporte en effet pas de Flysch ainsi que nous l'avions dit au début de cet ouvrage. D'autre part, les méthodes utilisées furent celles de P. ANTOINE ceci à des fins de comparaison.

α Etude stratonomique.

Cette formation détritique basale semble pouvoir être subdivisée en plusieurs sous-ensembles lithologiques (photo n° 7).

. A la base nous aurions plutôt des niveaux de conglomérats et de schistes.

÷ *Les conglomérats.*

Le premier banc de la formation dépasse généralement cinq mètres d'épaisseur. Au dessus les strates restent épaisses. Il s'agit de conglomérats très grossiers, excessivement riches en blocs et galets de toutes dimensions.

÷ *Les schistes.*

Ils constituent de un à trois ou quatre niveaux très tectonisés, et de faible épaisseur (un à deux mètres).

. Viendraient ensuite, des conglomérats et des calcaires.

' A une ou deux exceptions près, les strates conglomératiques diminuent d'épaisseur. Les premières figures de chenaux sont observables à partir de ces niveaux.

' Les calcaires constituent des groupes de strates, à l'intérieur desquels l'épaisseur des bancs diminue généralement du bas vers le haut, en variant du mètre à vingt centimètres. Ces calcaires sont la plupart du temps microbréchiques ; ils peuvent présenter de belles figures de litages entrecroisés.

. Enfin apparaitraient surtout des conglomérats et des grès (photo n° 10).

L'épaisseur des strates reste voisine du mètre.

Les grès montrent de nombreuses figures d'érosions basales, de chenaux, de granoclassement ou de litages entrecroisés.

CONCLUSIONS :

La phase détritique est largement prépondérante.

Si du point de vue lithologique H. SCHOELLER (1930, p. 18) distinguait, à la base, plutôt des assises claires, bleuâtres et vers le haut plutôt des niveaux sombres, bruns, mieux lités, cette distinction n'est vraie qu'en partie. La teinte des bancs varie en fonction de la nature des galets qui les constituent. Par exemple, dans la coupe du versant Ouest de la Pierra Menta, (photo n° 7) certains gros bancs, près de la base de la série sont bicolores, à la fois verts et jaunes ; ceci provient du fait que ces bancs ne contiennent que des galets de dolomie jaune du Trias moyen et de quartzites verts du Néo-Permien. Enfin, cette succession d'ensembles couplés, conglomérats-schistes, conglomérats-calcaires, conglomérats-grès ne représentent certainement pas une mégaséquence négative. L'impression d'ensemble qui prédomine est que les niveaux, autresque conglomératiques pourraient en effet indiquer l'érosion successive d'abord de niveaux marneux (du Dogger ou du Lias supérieur par exemple), puis de niveaux calcaires (liasiques ou triasiques par exemple) enfin d'assises siliceuses (Permo-triasique entre autres).

β Aspects sédimentologiques.

β^1 Cas des faciès grossiers.

÷ *Structure des Strates*.

. *Granoclassement* : il apparait surtout dans les niveaux gréseux terminant la série conglomératique. Lorsqu'il existe il est normal et peut-être utilisé comme critère de polarité. Bancs polyséquentiels et calibrage des éléments restent les phénomènes les plus fréquents.

. *Litage* : La photo n° 10 montre l'allure générale des litages à faible pente observables dans les grès terminaux, là où ils apparaissent en plus grand nombre.

. *Figure de base de bancs* : Nos recherches ont été infructueuses. Ainsi que le disait déjà P. ANTOINE nous pouvons considérer qu'il n'en existe pas.

÷ *Etude de la phase détritique*.

. *Nature des éléments* : Les galets observés dans les diverses assises conglomératiques proviennent d'une part, d'un socle cristallin, d'autre part de toutes les séries sus-jacentes au cristallin, jusqu'au Dogger inclus.

Il est à remarquer que l'origine de ces galets est à rechercher dans des séries absolument identiques à celles que nous avons décrites précédemment dans le chapitre consacré au *Substratum*. H. SCHOELLER (1930, p. 19) écrivait déjà en effet : "*Les galets des conglomérats ne sont en général empruntés qu'au substratum immédiat du Nummulitique de la Nappe de l'Embrunais, exception faite des roches cristallines que l'on ne voit affleurer nulle part*".

. *Pourcentages relatifs* : Les blocs et galets de calcaire et de dolomie sont les plus fréquemment observés. Ils proviennent des séries du Lias et du Trias moyen.

. *Disposition relative* : Il faut envisager deux cas :

1. Les bancs conglomératiques sont polygéniques ; la limite des bancs est plane ; la taille des galets est assez homogène et reste faible (centimétrique) - à quelques gros blocs près, (décimétrique) -.

Les éléments proviennent de deux ou de plusieurs niveaux lithologiques.

2. Les bancs conglomératiques sont monogéniques ;

le banc est constitué de chenaux, plus ou moins disposés en festons successifs ; il n'y a pas calibrage des galets et des blocs dont la taille reste forte (décimétrique à métrique) Exemple : les chenaux de gros blocs ou galets de conglomérats du Houiller au sommet de la Pointe de Presset.

. *Taille des éléments* : elle est très variable ; les galets sont de toute taille, depuis quelques millimètres jusqu'au mètre cube. Généralement les plus gros éléments se rencontrent dans les tous premiers bancs de la formation.

. *Classement* : Il est difficile d'en donner une idée précise. Un classement bien représentatif tient compte des matériaux qui constituent le ciment ; les argiles et les boues carbonatées appartiennent en effet à la distribution granulométrique et doivent être prises en considération dans l'évolution du classement (J.P. BERTRAND - 1969).

Or il n'est pas possible d'étudier le ciment de ces conglomérats

du point de vue granulométrique.

En première approximation et compte-tenu de la variabilité de la taille des blocs que nous venons d'évoquer, ce classement est mauvais.

÷ *Etude du ciment*.

. *Nature* : Lorsqu'il existe, le ciment des conglomérats est essentiellement carbonaté, (calcaire ou dolomitique) plus rarement gréso-siliceux.

÷ *Rapport ciment-éléments*.

En moyenne les galets occupent au minimum 30% de la roche ; mais ce rapport est très variable, certains bancs de la base de la formation peuvent en effet contenir des galets pratiquement jointifs (photo n° 9).

β^2 En ce qui concerne les faciès calcaires de la formation détritique basale, nous ferons les remarques suivantes :

1. des figures de granoclassement et de litages entrecroisés peuvent y être observées. Mais les figures de base de bancs sont pratiquement inexistantes ;

2. Les éléments qui apparaissent dans ces bancs calcaires microbréchiques ou microconglomératiques sont essentiellement calcaires ou dolomitiques ; leur taille est généralement inférieure à cinq centimètres.

3. Le calcaire est gris-bleuté, cristallin. Il comprend parfois de fines bandes gréseuses qui peuvent conduire à la formation de filets siliceux. On observe alors de beaux calcaires zonés ;

4. La proportion en éléments est faible ; elle ne dépasse jamais dix à quinze %.

β^3 Cas des faciès gréso-schisteux.

Il s'agit de plaquettes très peu épaisses grises ou violacées schistosées, contenant une phase détritique très fine dominée par les grains de quartz.

γ Variations de faciès.

Du Sud vers le Nord, sur l'axe Pointe de Portetta-Aiguille du Grand

Fond on observera :

1. Une diminution du nombre et de l'épaisseur des niveaux gréso-schisteux. Nous verrons au chapitre tectonique l'importance que prennent ces niveaux surtout entre la Pointe de Portetta et la Grande Parei, massifs qui en comportent au moins trois.

2. Une diminution peu importante de la clasticité.

ζ Epaisseur de la Formation détritique basale.

Une mesure directe peut être effectuée au niveau du Passage de Parozan. Sur la feuille Bourg-Saint-Maurice n° 3 au 1/20.000ème ce dernier est coté 2676 mètres ; c'est la base de la Formation basale du Flysch. Et la Pointe de Presset voisine, constituée par l'empilement des couches conglomératiques de la formation basale, couches pratiquement horizontales, est coté 2759 mètres. Ceci nous donne une épaisseur voisine de la centaine de mètres compte-tenu du fait que le sommet de la Pointe de Presset ne représente pas tout à fait le sommet de la Formation basale du Flysch.
Généralement cette épaisseur varie entre cent et cent cinquante mètres.

2. Dans le domaine des écailles externes.

Deux coupes peuvent être étudiées dans ce domaine (PC 2014,4 et PC 2077,4) (planche hors texte n° 7).

D'Est en Ouest, la formation détritique basale du Flysch, perd son caractère de faciès grossiers. Il n'y a plus de gros bancs conglomératiques ; il n'y a plus non plus ni schistes, ni calcaires, mais prédominance de faciès fins gréso-conglomératiques.

En outre, l'épaisseur de la série se réduit pratiquement à néant. Au PC 2014,4 c'est-à-dire dans l'écaille la plus proche du front pennique, au col du Cormet de Roselend, la formation détritique basale fait moins d'un mètre d'épaisseur. Cette réduction d'épaisseur est certainement d'origine sédimentaire, bien que nous soyons ici dans une zone d'écailles ayant pu conduire à des disparitions de bancs par laminage.

3. Au niveau de Front Ouest de l'Unité du Roignais-Versoyen.

Deux différences séparent le front Ouest de *l'Unité du Roignais-*

Versoyen, du domaine Portetta-Grand Fond de *l'Unité de Moutiers*.

a. Du Sud vers le Nord, c'est-à-dire du Mont Rosset au Passage Nord de la Nova de nombreuses variations granulométriques interviennent dans la formation détritique basale ; on passera de faciès assez fins au niveau du pli de Chambrier à des faciès plus grossiers dans le flanc Est de l'Aiguille de la Nova. Ce domaine ne présente donc pas la même homogénéité d'ensemble que celle que nous avons observée dans le domaine Portetta-Grand Fond.

b. L'épaisseur de la série ne dépasse pas cinquante à soixante mètres. Elle ne représente donc que le 1/3 de la série de l'axe Portetta-Grand Fond.

CONCLUSIONS TIREES DE L'ETUDE DE LA FORMATION DETRITIQUE BASALE.

L'ensemble des faciès que nous venons de décrire, caractérise des sédiments de comblement. Leur répartition ainsi que leur épaisseur sont fonction de la structure du bassin ainsi que de la proximité et de la disposition des structures en relief qui leur ont donnés naissance.

Ainsi, d'Est en Ouest, du domaine Portetta-Grand Fond, au domaine des écailles externes, nous passerions des faciès les plus grossiers et les plus épais, aux faciès les plus fins sur une épaisseur pratiquement nulle. Ces deux domaines appartiennent certainement au même ensemble paléogéographique dans lequel on observe le passage d'une zone profonde, de pied de talus par exemple, à l'Est, à une zone de plateforme faiblement immergée à l'Ouest.

Quant au front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, les importantes variations de granulométrie qu'il présente dans le sens Nord-Sud, indiquent certainement une structure moins nettement individualisée ou plus complexe. Il faut souligner à ce sujet que le raccord entre le domaine Portetta-Grand Fond et ce dernier est très difficile à établir ; il manque des jalons de la Formation basale sur les écailles de la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond puisque ces dernières ne montrent pas de Flysch.

b- Les schistes noirs à quartzites verts ou Couches des Marmontains.

Cet ensemble lithologique détermine toujours l'existence d'une vire

importante au dessus de la Formation détritique basale. P. ANTOINE (1971) a décrit abondamment, au Nord et à l'Est de notre secteur, les divers faciès possibles que l'on pouvait rencontrer dans ce nouvel ensemble ainsi que les caractères sédimentologiques de chacun. Dans notre secteur, on retrouve beaucoup des observations de P. ANTOINE ; aussi je me bornerai uniquement à présenter ce qui en est remarquable.

. *Dans l'Unité de Moutiers* :

Les schistes noirs, noir-bleuté, parfois tâchés de rouille existent partout. Les quartzites verts par contre restent toujours en petits bancs, peu développés. Ils sont remplacés la plupart du temps par des plaquettes gréseuses ou bien par des niveaux conglomératiques ou bréchiques très discontinus. Dans la coupe du Flysch de la Grande Parei, j'ai pu observer à l'intérieur de ces schistes, des chenaux de brèches très pauvres en ciment, hétérométriques, à galets de dolomies et de schistes verts, ou bien des passées microbréchiques à galets de cristallin.

L'ensemble de ces caractères se retrouvent à peu près idendiques à lui-même sur toute l'étendue de l'axe Portetta-Grand Fond. Dans le domaine externe, les quartzites verts sont remplacés par des niveaux gréseux.

En ce qui concerne les variations d'épaisseur nous passons de dix à quinze mètres dans le domaine Portetta-Grand Fond à moins d'un mètre dans les écailles externes.

Il y a donc, d'Est en Ouest, réduction considérable de l'épaisseur de la série.

. *Au front de l'Unité du Roignais-Versoyen* :

Schistes noirs, noir-bleuté et quartzites verts ou grès roux en petits bancs pourront être facilement observés tant au Sud (pli anticlinal de Chambrier) qu'au Nord (pli synclinal transverse situé entre le Passage Nord de la Nova et la Pointe Noire).

Par contre, sur le versant Est de l'Aiguille de la Nova et du Col de la Nova, les schistes noirs ne sont pas observables. Les grès quartziteux qui remplacent en ces points les quartzites verts semblent plutôt accompagnés

par des conglomérats (photo n° 11). Il est intéressant de signaler qu'en ce point où les interstrates schisteuses paraissent remplacées par des assises conglomératiques nous avions déjà, au chapitre précédent, souligné l'existence de faciès grossiers dans la Formation détritique basale du Flysch.

En ce qui concerne les épaisseurs, nous restons dans le même ordre de grandeur que dans le domaine Portetta-Grand Fond, c'est-à-dire aux alentours d'une quinzaine de mètres.

En conclusion, nous pouvons dire que cet ensemble lithologique, à quelques détails près, offre les mêmes caractéristiques que celui décrit par P. ANTOINE plus au Nord.

Mais nous ne possédons aucun élément nouveau concernant l'hypothèse de P. ANTOINE (1971) quant à l'origine de ces schistes noirs. Cet auteur écrivait en effet : *"Tout se passe comme si le dépôt des Couches des Marmontains correspondait à une modification dans la géographie du bassin, entraînant une modification dans l'origine et le sens des apports, dont le corollaire serait un changement dans la nature des roches mères fournissant les détritiques"*.

Cependant en ce qui concerne les variations d'épaisseur cet ensemble lithologique montre une évolution identique à celle de la formation détritique basale puisque, d'Est en Ouest se produit une réduction importante à la fois des épaisseurs et de la densité du matériel clastique.

c- La série terminale ou Couches de Saint Christophe.

Au dessus des schistes noirs à quartzites verts, H. SCHOELLER (1929) individualisa deux autres ensembles lithologiques. Tout d'abord un ensemble de "grès calcarifères microbréchiformes" puis un "Flysch". Il souligna en outre que ces deux subdivisions n'étaient pas générales et que vers le Nord et vers l'Est, les grès calcarifères se fondaient graduellement dans le Flysch.

1°/- Les grès calcarifères microbréchiformes.

Il s'agit de gros bancs gréso-conglomératiques, qui dessinent un ressaut abrupt au dessus de la vire des schistes noirs à quartzites verts.

Ces bancs sont essentiellement gréseux mais ils peuvent être effectivement microbréchiformes ou même conglomératiques. On y retrouve alors les caractéristiques propres à la Formation basale du Flysch avec des bancs polyséquentiels et des figures de litages et de chenaux (photo n° 12).

Les éléments des conglomérats vont du cristallin au Trias ou au Lias ; et leur taille est très variable (millimétrique à décimétrique).

Du point de vue de leur répartition, ces grès calcarifères apparaissent dans tout le secteur de *l'Unité de Moutiers* étudié. Leur évolution se fait dans le sens d'une réduction de l'épaisseur des bancs et de l'épaisseur de la formation lorsque l'on va de l'Est vers l'Ouest, c'est-à-dire du domaine Portetta-Grand Fond au domaine des écailles externes. En ce qui concerne le front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, les faciès grossiers que nous venons de décrire n'apparaissent que dans les limites du pli de Chambrier c'est-à-dire dans la partie Sud du secteur étudié. Au Nord et à partir du versant Est de l'Aiguille de la Nova cette formation ne se distingue pas du flysch proprement dit (sauf en ce qui concerne l'épaisseur des bancs qui atteint parfois cinquante centimètres). On retrouve donc dans cette partie Nord, et pour la troisième fois consécutive, une variation importante de faciès.

CONCLUSIONS.

. L'ensemble de ces faciès gréso-conglomératiques qui, localement, prennent les allures de la Formation détritique basale du Flysch souligne vraisemblablement une reprise violente de l'action érosive ainsi que le disait déjà H. SCHOELLER (1929).

2°/- Le flysch proprement dit (Flysch de H. SCHOELLER - 1929).

Selon l'opinion de P. ANTOINE (1971) que j'adopte ici, c'est effectivement le seul ensemble lithologique à qui l'on puisse conférer le nom de flysch.

Les bonnes coupes, favorables à une étude sédimentologique sont rares. Il s'agit d'une alternance très monotone de calcaires gréseux, de calc-

schistes, de schistes noirs ou noir-bleuté, et de microbrèches ; ces dernières n'apparaissent qu'épisodiquement.

Ainsi que le signalait déjà P. ANTOINE, nous avons rencontré tantôt des faciès à strates épaisses (supérieures à vingt centimètres) et ceci surtout dans la partie Sud du secteur étudié, tantôt des faciès à strates minces (inférieures à 10cm) ces derniers se cantonnant essentiellement dans le domaine des écailles externes. La tendance générale est d'abord à l'amincissement des bancs puis à l'augmentation des interstrates schisteuses lorsque l'on se déplace de l'Est vers l'Ouest. Enfin, *l'Unité de Moutiers*, et en particulier le domaine Portetta-Grand Fond, s'oppose très nettement par l'épaisseur de flysch qu'elle montre à l'affleurement (- trois cents - quatre cents mètres minimum -), au front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, qui au niveau du massif du Roignais présente au minimum huit cents mètres de flysch (P. ANTOINE - 1971).

Rien ne se distingue lithologiquement au dessus de ce dernier ensemble.

CONCLUSIONS.

Bien que nous ayons décrit successivement et indépendamment les uns des autres les quatre ensembles lithologiques du Flysch de Tarentaise, ces quatre termes ne sont pas aussi nettement individualisés que nos subdivisions pourraient le laisser croire. Formation détritique basale, couches des Marmontains, et couches de Saint Christophe passent progressivement de l'une à l'autre. Elles ne constituent qu'un seul et même ensemble sédimentaire ainsi que le soulignait déjà H. SCHOELLER (1929).

En effet, le passage de la Formation détritique basale aux couches des Marmontains est difficile à saisir. Si l'on se repère au profil synthétique (planche n° 6) on s'aperçoit que quelques interstrates schisteuses noires apparaissent très tôt à l'intérieur de la Formation basale (à la base de l'ensemble conglomérats et grès). On peut se demander alors si les couches des Marmontains constituent uniquement la petite vire qui apparait au dessus des conglomérats ou bien si elles ne débutent pas déjà avec ces niveaux schisteux

noirs de la Formation basale ?

D'autre part nous avons vu que le passage des grès calcarifères au flysch proprement dit, est absolument insensible.

Une question intéressante à se poser serait de savoir à quoi correspondent les divers ensembles que nous venons de décrire. Au chapitre sur la formation détritique basale nous avions envisagé que les schistes, les calcaires et les grès de cette formation pouvaient représenter des produits de l'érosion, d'abord du Dogger et du Lias supérieur, puis du Lias calcaire et du Trias moyen, enfin des niveaux du Permo-trias. Les couches des Marmontains ne pourraient-elles pas à leur tour représenter la trace de l'érosion de niveaux du Carbonifère et également de couches permo-triasiques comme le supposait déjà P. ANTOINE. Seules des analyses effectuées en vue de corrélations géochimiques, pourraient répondre à cette question.

3°/- Aspects stratigraphiques.

α- *L'âge des divers ensembles lithologiques*.

Les seules découvertes de faunes effectuées concernent la formation détritique basale.

Ont été déterminés :

÷ Dans un banc de calcaire zoné, une Rosaline, du genre *Globotruncana*. Il s'agit probablement de *Globotruncana lineiana (Lapparenti-Lapparenti)* (1) espèce indicatrice du Crétacé supérieur et plus précisément de la fin du Turonien jusqu'au Campanien.

÷ Dans des blocs de conglomérats fins éboulés du flanc Est de Rocheboc (écaille de Rocheboc), (découverts par R. BARBIER en 1970) :

- d'une part, le genre *Melatrokerion* (2) inclus dans un galet calcareo-dolomitique (foraminifère donc remanié). Ce genre évolue du Barrêmien supérieur jusqu'à l'Albien ;

- d'autre part une faune très riche en individus de *Coscinophragma* (3) (partiellement recristallisés) qui se rencontre habituellement du Crétacé inférieur (Urgo-Aptien) au Crétacé Supérieur.

---

(1) *détermination J.L. PAIRIS.*
(2) *détermination Mde ARNAUD V. et Mde ZANINETTI.*
(3) *détermination Mde ARNAUD V.*

Photo n° 7 : - COUPE DU VERSANT OUEST DE PIERRA MENTA.
Vue du Nord, entre le Col de Bresson et le Rocher du Lion).

Les grands ensembles lithologiques du Flysch de Tarentaise :

1- Conglomérats de base du Flysch ou Formation détritique basale

A. Conglomérats et plaquettes schisteuses ;

B. Conglomérats et calcaires ;

C. Conglomérats et grès.

2- Schistes noirs à quartzites verts ou Couches des Marmontains

3- Grès calcarifères microbréchiformes
4- flysch proprement dit
} ou Couches de Saint Christophe

REMARQUES :

'. La structure tectonique très compliquée du site de Pierra Menta rend malaisée l'étude des niveaux A.

". Le repli anticlinal qui affecte les niveaux 3 est une figure de structure collapse (voir au chap. tectonique).

NE SW

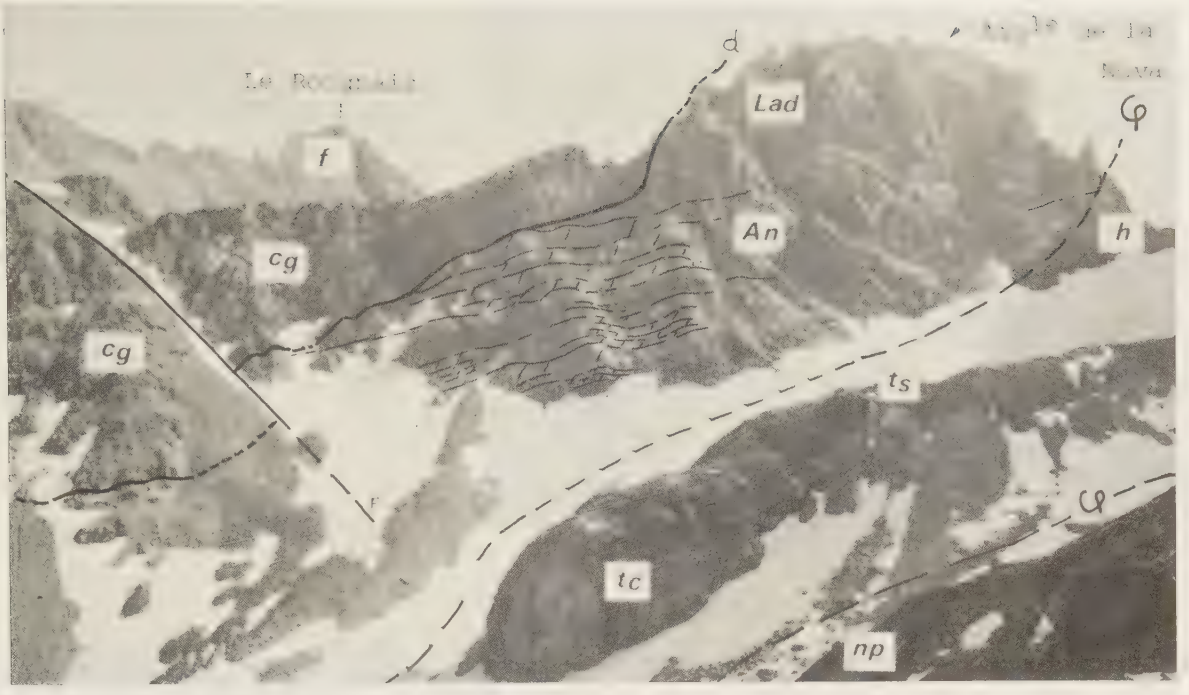


Photo n° 8 : - TRACE DE LA DISCORDANCE ENTRE LES CONGLOMERATS DE LA BASE DU FLYSCH ET LE SUBSTRATUM TRIASIQUE.

(Vu du versant Est du Passage de Parozan (cliché P. ANTOINE).

h: Houiller ; *np:* Néo-Permien ; *tc:* Trias calcaire ; (*An:* Anisien ; *Lad:* Ladinien) ; *ts:* Trias supérieur ; *Cg:* conglomérats de base du Flysch ; *f:* flysch proprement dit ; *d:* Trace de discordance ; *F:* Faille ; φ : plan de chevauchement.

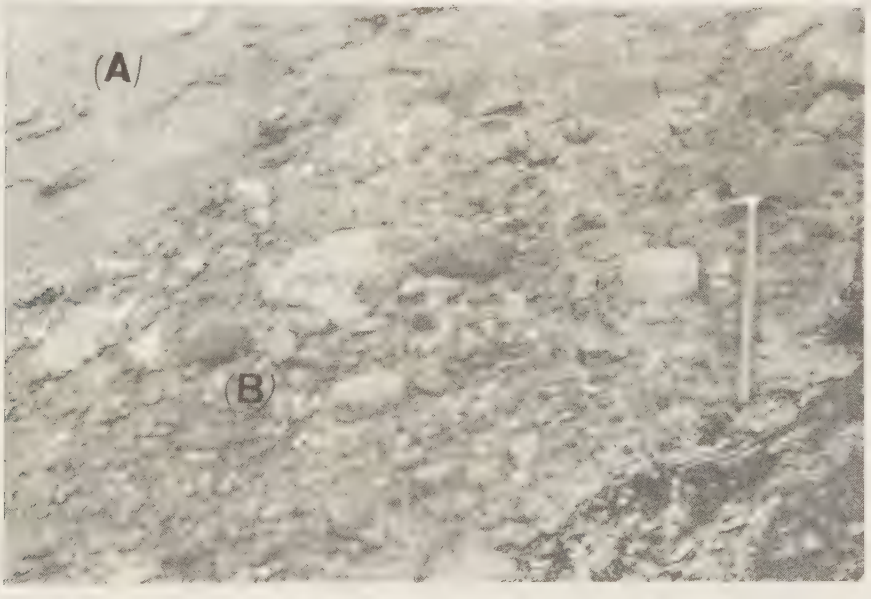


Photo n° 9 : - TAILLE DES BLOCS ET GALETS DE CALCAIRES OU DE DOLOMIES SUR LA SURFACE DE L'UN DES PREMIERS BANCS DE LA FORMATION BASALE DU FLYSCH.

(Ligne de crête entre Grande Parei et Pierra Menta - x = 936 y = 79,30)

Noter l'hétérogéneité du ciment (En (A) ciment seul ; en (B) ciment très peu abondant).

Photo n° 10. NIVEAUX GRESEUX DU SOMMET DE LA FORMATION DETRITIQUE BASALE DU FLYSCH.

x = 935,44 et y = 79,16

Noter l'allure générale de ces grès siliceux et leurs litages.

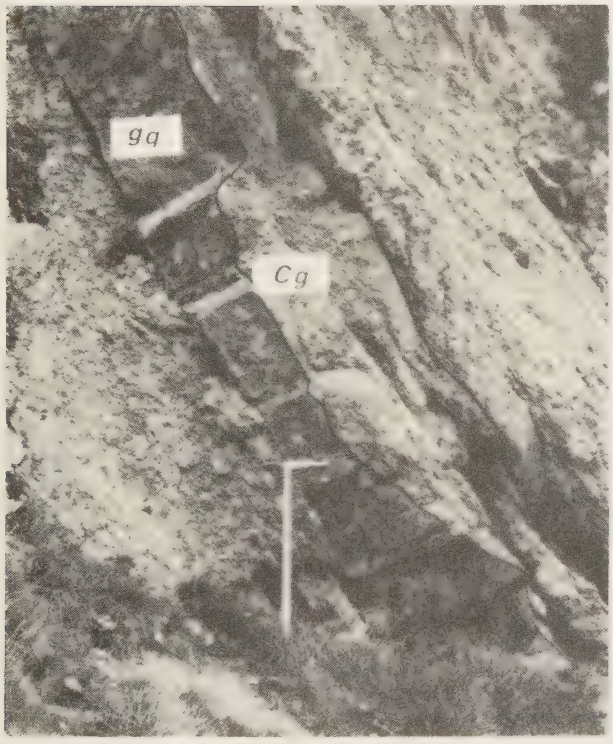


Photo n° 11. BANCS CONGLOMERATIQUES ET EROSIONS BASALES.

(Versant Est de l'Aiguille de la Nova ;
x = 938,60 et y = 81,64).

Noter le ravinement très net qui intervient entre le banc de grès quartziteux (gq) et un niveau conglomératique (Cg) à galets centimétriques (mais également à gros blocs décimétriques disparates).

Photo n° 12. BANC POLYSEQUENTIEL A LA BASE DU FLYSCH S. STR. OU COUCHES DE SAINT CHRISTOPHE.

(Ravin de la Portetta ;
x = 936,62 et y = 77).

Il s'agit de niveaux gréseux et conglomératiques à galets dolomitiques se rapportant à la formation des *"grès calcarifères microbréchiformes de H. SCHOELLER"*.

Ainsi les attributions de P. ANTOINE (1971) ne sont donc pas modifiées ; la formation basale du Flysch reste d'âge Crétacé supérieur.

REMARQUES :

(1) Le *Melatrokerion* est sans conteste remanié ; mais en ce qui concerne les *Coscinophragma* qui ne sont pas incluses dans des galets, il semble qu'il faille les considérer comme non remaniées. En effet la fragilité de leur test - comparé à celui d'un *Melatrokerion* - ne souffrirait pas un grand remaniement. Ces *Coscinophragma* n'ont donc pu être que remaniées "sur place", par exemple par l'arrivée et le dépôt de matériaux détritiques ; elles datent donc bien la base de la formation détritique basale et sont ainsi plus récentes que le *Melatrokerion*.

(2) La découverte de ce *Melatrokerion* (et d'autres formes le rappelant) semble prouver l'existence "quelque part", de niveaux déposés à la même époque que l'ensemble antéflysch de *l'Unité du Roignais-Versoyen*.

(3) Enfin à ces *Coscinophragma* est associée une faune, dont les déterminations restent incertaines compte-tenu des recristallisations ; *(Haplophragmium ? Ammobaculites ? Lituola ?)*. L'ensemble de cette faune de faible profondeur vivait sur le fond ou fixé sur des débris. Il indique l'approche d'une plateforme, voire la plateforme elle-même.

β- *Importance et modalités de l'érosion antéflysch*.

La formation détritique basale repose en discordance sur des termes variés, plissés et érodés, allant du Néo-Permien au Dogger inclus (photo n° 8).

1. Sur l'axe Portetta-Grand Fond *(Unité de Moutiers)*, elle repose la plupart du temps sur du Dogger (Brèches du massif du Grand Fond par exemple) ;

2. Sur le front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*, elle repose successivement, lorsque l'on va du Sud vers le Nord en partant des Chalets de la Balme, d'abord sur le Trias supérieur (Flanc Ouest du Mont Gargan) puis sur le Trias moyen (Aiguille de la Nova) enfin sur le Werfénien et le Néo-Permien (entre le passage Sud et le passage Nord de la Nova).

Deux conclusions peuvent être tirées de ces observations :

(1) Il semblerait à première vue que la tectonique qui a précédée le

dépôt du Flysch et qui est donc anté Crétacé supérieur, ait mis beaucoup plus en saillie le front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen* que le domaine Portetta-Grand Fond ; dans le premier en effet l'érosion a atteint pratiquement le même niveau que celle qui a précédée le dépôt du Dogger dans *l'Unité de Moutiers*. En fait le Dogger n'a jamais été mis en évidence en ces points de *l'Unité du Roignais-Versoyen* et l'on ne sait pas s'il a été érodé ou s'il ne s'est pas déposé.

(2) La tectonique anté-Flysch a très certainement créé des structures transverses par rapport à la chaine, structures dont on ne peut pour l'instant préciser les directions.

4°/- Conclusions générales.

Une phase de déformations, suivie d'érosion, affecte notre secteur avant le Crétacé supérieur.

Au cours du Crétacé supérieur se dépose alors la formation détritique basale du Flysch de Tarentaise. Avec elle, le fond marin s'uniformise ; les zones en saillie sont érodées et les sédiments qui résultent de cette érosion viennent combler les zones déprimées.

Cette formation enregistre assez fidèlement au cours de son dépôt les niveaux en proie à l'érosion. Ceci semblerait indiquer l'existence d'un bassin très peu éloigné des zones d'apports, d'autant moins que les sédiments apparaissent comme peu mélangés.

La série s'achève avec les dépôts beaucoup plus fins du flysch proprement dit. A la base de ce flysch et en certains points apparait une formation gréso-conglomératique grossière qui semble souligner un regain d'activité érosive (peut être de nouveaux paléo-reliefs).

En ce qui concerne la répartition et les variations de ces faciès notre région devait être constituée de deux zones différentes : (planche n° 7).

- La première, représentant *l'Unité de Moutiers*, pouvait comprendre une zone déprimée (l'axe Portetta-Grand Fond) qui en direction de l'Ouest venait progressivement s'amortir (voire émerger au moins en ce qui concerne la

formation basale) ; mais on peut envisager, inversement que le fond marin s'approfondissait vers l'Ouest. Ce domaine présente en effet, lorsque l'on se déplace de l'Est vers l'Ouest, une bonne homogéneité d'ensembles, soulignée par la diminution de l'épaisseur des divers niveaux lithologiques, en même temps que par une diminution de la clasticité.

- La seconde, individualise le front Ouest de *l'Unité du Roignais-Versoyen*. Ici le problème est plus complexe ; il semble que les sédiments se soient déposés dans un bassin moins bien individualisé ou peut être conditionné par des structures anciennes. Cette disposition ne devient homogène qu'avec le dépôt du flysch proprement dit, qui indique en outre l'existence d'un bassin beaucoup plus subsident ou tout au moins dans lequel se déposera un flysch beaucoup plus épais que sur l'axe Portetta-Grand Fond.

Le raccord entre ces deux zones ne peut être clairement établi car la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond qui fait justement le passage de l'une à l'autre ne comporte pas de Flysch. Il est certain cependant qu'elle a pû jouer un rôle géodynamique non négligeable.

II - ETUDE TECTONIQUE

1°/- Unités Structurales et clivages tectoniques.
(cf. schéma structural et coupes pages 118 et suivantes. (planche hors texte n° 8).

A. Rappel des subdivisions adoptées pour l'Unité de Moutiers dans notre secteur.

Au chapitre "Définitions" nous avions distingué plusieurs domaines successifs d'Ouest en Est. Ce sont (1) le domaine des écailles externes, (2) le domaine Portetta-Grand Fond et sa marge interne.

L'individualisation de chacun d'entre eux repose pour une partie sur des caractères stratigraphiques, et pour l'autre partie sur l'existence de clivages tectoniques, mais de moins grande importance que ceux qui séparent les grandes unités structurales.

Le tableau page suivante permet de caler ces deux domaines par rapport aux entités structurales définies antérieurement.

B. Individualité structurale de l'Unité de Moutiers.

Unité de Moutiers et *Unité du Roignais-Versoyen*, termes proposés par P. ANTOINE (1970) dans son nouveau découpage tectonique du domaine valaisan en Tarentaise, constituent la plus grande partie de la *Digitation de Moutiers* de R. BARBIER (1948). *L'Unité de Moutiers* correspond à la partie occidentale de cette digitation, au front de la Zone Pennique, schématiquement entre la frontière franco-italienne au Nord et la région de Moutiers au Sud ; la seconde ou *Unité du Roignais-Versoyen* représente le reste de cette digitation, c'est-à-dire sa partie interne, plus l'ancienne *Zone du Versoyen*.

Dans notre secteur, cette subdivision en deux Unités de l'ancienne *Digitation de Moutiers* est bien fondée. En effet, outre les différences d'ordre stratigraphique et lithologique que l'on peut déceler entre ces deux unités, un contact anormal très net sépare ces dernières.

R. BARBIER (1948)	P. ANTOINE (1971)	SUBDIVISIONS PRESENTEES	H. SCHOELLER (1929)
Z O N E	D A U P H I N O I S E	ϕ	A U T O C H T O N E
Digitation de Moutiers	Unité de Moutiers	Domaine des écailles externes	. Zone des Imbrications Externes. . Zone du Synclinal du Crêt du Rey. . Anticlinal triasique, Passage de Villette-Col du Coin.
		ϕ_1	
		. Domaine Portetta-Grand Fond. . et sa marge interne	. Synclinal Pointe de l'Echelle-Parozan. . Anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova.
		ϕ_2	
	Unité du Roignais-Versoyen	Unité du Roignais-Versoyen	. Synclinal du Roignais.

REMARQUES :

1°/- En ce qui concerne le domaine des écailles externes ; il n'a pas été reconnu en totalité ; mais là où nous le connaissons, c'est-à-dire sur la transversale du Col du Cormet de Roselend, ni la *Zone du Crêt du Rey* ni *l'anticlinal Passage de Villette-Col du Coin*, structures définies par H. SCHOELLER au Sud du Torrent du Cormet d'Arêches, n'ont été mis en évidence par les études de terrain.

2°/- En ce qui concerne la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond ; nous aurions pu l'appeler domaine des écailles internes ou bien domaine des écailles frontales de *l'Unité du Roignais-Versoyen*. Mais la plupart de ces écailles présentent, du point de vue de leur évolution sédimentaire, des affinités avec le domaine Portetta-Grand Fond de *l'Unité de Moutiers*. Nous avons donc adopté la dénomination de marge interne du domaine Portetta-Grand Fond.

Ainsi *l'Unité de Moutiers* est bien individualisée structuralement et ses limites sont les suivantes :

1. Limite orientale : Il s'agit du contact anormal dont nous venons de parler. Pour P. ANTOINE (1970) cette discontinuité était jalonnée par des alignements de gypse et de cargneules, dans la Combe de la Nova, dans le vallon de la Cerdosse, puis celui de la Portetta. Avant lui, H. SCHOELLER (1929) avait remarqué de nombreuses irrégularités de structures, tant au Sud qu'au Nord, telle que la rupture de la charnière du pli anticlinal de l'Aiguille de la Nova par exemple.

Ce clivage tectonique peut être suivi du Nord vers le Sud. Il passe respectivement à l'Est du Chalet de Plan d'Aval (massif de Crêt Baudin) ; à l'Est du Point coté 2270 ; à l'Est du massif de Trias moyen et supérieur du col oriental du Grand Fond ; au col oriental du Grand Fond ; puis il longe le pied du massif du Mont Gargan jusqu'aux Chalets de la Balme ; de là, il emprunte le torrent de la Cerdosse jusqu'au Col du Mont Rosset, puis le torrent de l'Ormente jusqu'au Point coté 1938 ; il file ensuite droit vers le Sud jusqu'au torrent du Cormet d'Arêches. Si ce plan de chevauchement apparait comme assez simple à suivre dans sa partie Sud (à partir du Col oriental du Grand Fond), dans sa partie Nord, il n'en va pas de même. Il est beaucoup plus complexe ; les écailles de la marge interne du domaine de Portetta-Grand Fond participent à ce contact anormal en se relayant du Nord vers le Sud (et ceci ne facilite pas leur attribution paléogéographique).

2. Limite occidentale : C'est également un contact anormal. Au niveau du Col du Cormet de Roselend, et vers le Nord, c'est le *Chevauchement Pennique Frontal*.

Vers le Sud, la limite Ouest de cette *Unité de Moutiers*, limite toujours soulignée par un contact anormal, passe à l'Est du *Chevauchement Pennique Frontal*. De nouvelles unités structurales apparaissent en effet au front des zones penniques. Mais comme nous le disions plus haut (Rem. 1) ce secteur Sud n'a pas encore été reconnu en totalité ; il n'est donc pas possible de préciser pour l'instant le tracé exact de cette limite Ouest.

2°/- Structures tectoniques des divers domaines.

Nous allons décrire les structures qui ont été mises en place au

cours de la phase tectonique paroxysmale.

A. Le domaine des écailles externes.

1. Limites : A l'Ouest, c'est le *Chevauchement Pennique Frontal* ; A l'Est, cette limite est plus délicate à préciser ; au Nord, elle est soulignée par des alignements de cargneules ; elle passe immédiatement à l'Est du Point coté 2077,4 (versant Ouest de l'extrémité Nord du massif du Grand Fond) ; puis près du Point coté 2166 (versant Ouest du Point coté 2692). A partir de ce point nous perdons sa trace ; néanmoins elle passe probablement dans le flysch lui-même près du Point coté 2559 (versant Ouest de l'Aiguille du Grand Fond ; près du Point coté 2370,5, et on la retrouve certainement au Col du Coin puis dans le ravin de Plan Bornet où H. SCHOELLER (1929) mentionnait déjà une faille.

Vers le Nord, ce domaine se poursuit égal à lui-même ; vers le Sud, par contre, et à partir du Col du Cormet de Roselend, entre le *Chevauchement Pennique Frontal* et la limite Ouest de ce domaine doivent venir s'intercaler de nouvelles unités structurales (voir plus haut, limite occidentale de *l'Unité de Moutiers).*

2. Constitution géologique : Les terrains du substratum ne sont pratiquement pas représentés ; seul le Flysch de Tarentaise, réduit en épaisseur affleure largement.

3. Structure de ce domaine : Les coupes 14 et 15 page 129 montrent que nous avons affaire à une succession de plis écaillés où seules les charnières synclinales enfouies ont été conservées. Etirements et laminages sont peu intenses, sinon tout à fait localement.

Chacune de ces écailles est limitée par des alignements de dolomies cargneulisées et de schistes verts.

4. Conclusion : Ce domaine des écailles externes représente le front de *l'Unité de Moutiers*. Du point de vue géométrique il correspond à ce que P. ANTOINE (1965) appelle plus au Nord la Zone externe ou des plis isoclinaux. Il convient en effet de rappeler ici que la dénomination d'écailles externes est attribuée, comme dans le travail de P. ANTOINE, aux écailles

jouxtant immédiatement à l'Est le front pennique ; mais comme les grandes unités structurales se relaient en devenant plus internes vers le Nord-Est, ce vocable d'écailles externes s'applique en fait à des entités différentes. Chez P. ANTOINE par exemple les écailles externes correspondent à des vestiges de *l'Unité de Moutiers*, laquelle unité est dans notre secteur bien développée (le domaine Portetta-Grand Fond en constituant l'essentiel).

B. Le domaine Portetta-Grand Fond s. str.

1. Limites : A l'Ouest, nous avons décrit précédemment la limite commune entre le domaine des écailles externes et le domaine Portetta-Grand Fond. A l'Est, cette limite passe, du Nord vers le Sud, par le torrent de la Nova, puis le Col oriental du Grand Fond ; elle se confond ensuite jusqu'au niveau du massif de Rocheboc (dont le deuxième sommet est une écaille bien individualisée qui appartiendrait à la marge interne de ce domaine) avec le contact anormal qui sépare *l'Unité de Moutiers* de *l'Unité du Roignais-Versoyen*.

2. Constitution géologique : Trois grands ensembles sédimentaires composent ce domaine ; il s'agit tout d'abord des quartzites verts du Néo-Permien, bien développés et largement affleurants, puis des Brèches du massif du Grand Fond, rapportées au Dogger ; enfin du Flysch, ubiquiste et attribué au Crétacé supérieur.

3. Structure de ce domaine : Les coupes n° 3, 5 et 13 montrent que tout à fait schématiquement la structure est celle d'un anticlinal de quartzites ; à l'Ouest, cet anticlinal est flanqué d'un synclinal de Flysch ("*Synclinal Pointe de l'Echelle - Parozan* de H. SCHOELLER (1929)"). A l'Est, plusieurs structures se relaient du Sud vers le Nord ; cela va de l'écaillage, à des replis synclinaux ou anticlinaux dans le substratum, en fonction des conditions locales de compression.

Dans le détail, l'ensemble de cette structure est beaucoup plus complexe, ainsi que nous allons le voir.

÷ *Les styles tectoniques du Sud vers le Nord.*

a. *du torrent du Cormet d'Arêches au Roc de Charbonnière (ou Grande Parei) (coupes 2 à 4).*

A l'Ouest le synclinal est occupé uniquement par les couches de

Saint Christophe très microplissées ; à l'Est, la retombée de l'anticlinal ne s'observe que tout près du contact anormal séparant *l'Unité de Moutiers* de *l'Unité du Roignais-Versoyen ;* la plus grande partie de la charnière et du flanc Est du pli anticlinal a été en effet érodé.

Finalement, seule la retombée Ouest du pli anticlinal peut être bien observée. Tout se passe comme si les divers ensembles sédimentaires avaient été fractionnés en ensembles tectoniques, différents des premiers, grâce à l'existence d'horizons schisteux qui originellement étaient argileux ou marneux. La structure tectonique de ce flanc Ouest semble bien en effet conditionnée par ces horizons schisteux. Et nous pouvons alors distinguer, du point de vue comportement, d'une part, les quartzites du Néo-Permien qui semblent se comporter à la manière d'un socle rigide, et les minces niveaux de brèches du Trias supérieur pouvant être parallélisés avec ce que l'on appelle parfois un tégument, d'autre part, le Dogger, très peu épais ici et la Formation basale du Flysch de Tarentaise, les couches des Marmontains et de Saint Christophe.

Le Dogger et la formation basale du Flysch, contenant quelques intercalations schisteuses, donnent lieu à des figures qui en s'accentuant pourraient conduire à des phénomènes de diverticulation. Lors de la compression paroxysmale, cette première partie de la couverture s'est clivée intérieurement au niveau des gros bancs conglomératiques ; ces clivages ont été favorisés par l'existence des horizons schisteux et ont provoqué d'intenses froncements de couches. Ces figures sont très nettement observables dans le versant Sud de la Portetta et à la Grande Parei (figures n° 19 et 20).

Quant à la seconde partie de la couverture, au sommet de la série, son comportement tectonique fût indépendant du reste grâce aux couches des Marmontains. Pour répondre au raccourcissement de la formation basale du Flysch, cet ensemble s'est essentiellement plissé en donnant lieu à des figures s'apparentant à des structures collapses. En effet, l'entité tectonique schématisée sur la coupe 4 de la figure n° 19 ne représente certainement pas un pli couché de grande envergure, encore moins le résultat de deux phases de plissement, ni un phénomène de disharmonie. Cette figure rappelle plutôt celle que l'on dénomme parfois "Nappe à enracinement frontal".

Vers le Nord, c'est-à-dire au delà de la Grande Parei cette structure disparait du fait d'une élévation axiale ; on observera alors surtout des phénomènes tectoniques importants entre les quartzites et la formation basale du Flysch.

Vers le Sud, au contraire, elle s'abaisse progressivement et très fortement jusqu'au niveau du torrent du Cormet d'Arêches. D'après P. ANTOINE (renseignement oral), cet abaissement de la structure est dûe pour une grande part à un réseau de fractures, bien visible lorsque l'on observe ce secteur à partir de la région du Col du Cormet d'Arêches. Ce réseau de fractures a une orientation voisine de N 100 - N 110 et constitue en quelque sorte un longrain en grande dimension ; mais il pourrait éventuellement correspondre au réajustement de la couverture sur une grande fracture de socle. Les rejets de ces fractures seraient essentiellement verticaux. Il existe également quelques fractures N 60, de décrochements, dont le rôle est peu important.

b. du Roc de Charbonnière au Col de Bresson (coupes 5 à 7).

D'autres phénomènes apparaissent. Pour H. SCHOELLER (1929) un nouvel anticlinal de quartzites affleurait à l'Ouest, avant le synclinal des couches de Saint Christophe qui se poursuit ici régulièrement ; à l'Est, un synclinal très refermé flanquait l'anticlinal de quartzites précédent.

La structure est à la fois plus simple et plus complexe :

. Il n'y a pas de nouvel anticlinal de quartzites à l'Ouest. C'est l'apparition de l'anticlinal précédent avec une direction pas tout à fait parallèle à la ligne de crête constituée par la formation détritique basale du Flysch.

. Sur le côté Est de ce pli anticlinal, les quartzites du Néo-Permien se sont comportés à la manière d'un socle rigide. Dans la Combe du Torrent de l'Ormente, ces quartzites se sont écaillés, probablement par glissement banc sur banc ; les quartzites, désolidarisés mais toujours en accordance, sont alors venus buter contre la formation basale du Flysch, la décollant des couches du Dogger sur laquelle elle reposait et l'entrainant dans leur avancée.

θ. Ainsi la Pierra Menta n'est pas en place ; elle représente un

lambeau de poussée. En outre l'allure tronqué de son versant Ouest résulte probablement de l'une de ces fractures de diverticulation dont nous avons montré l'existence plus au Sud.

θ. Ainsi, plus au Nord, la formation basale du Flysch, repliée en synclinal, est elle aussi décollée des quartzites du Néo-Permien tout en gardant avec lui l'allure d'une accordance sédimentaire. La structure du Rocher du Lion (versant Ouest) immédiatement au Nord-Ouest du col de Bresson est typique à cet égard.

Enfin, à l'inverse du secteur décrit précédemment, les fractures N 60, de décrochements, prédominent et ont joué un rôle important dans la dissipation de la compression. A mon avis, elles sont bien dûes à des contraintes transversales (plus fortes qu'au Sud) plutôt qu'à des coulissements longitudinaux entre unités, coulissements qui induiraient des fractures en échelons. La plupart de ces fractures ont un jeu senestre.

c. au delà du Col de Bresson.

Nous entrons dans le domaine des Brèches du massif du Grand Fond, ensemble sédimentaire très épais.

α- Pointe de Presset, Aiguille du Grand Fond.

La formation basale du Flysch ne comporte pratiquement plus d'horizons schisteux ; sa déformation parait bien homogène. Le Chevauchement par écaillage, des quartzites du Néo-Permien s'annule totalement sur le versant Est du Passage de Parozan. Le Flysch semble bien rester adhérent aux Brèches du massif du Grand Fond.

β- Au Nord de l'Aiguille du Grand Fond.

Le Flysch n'apparait plus en raison d'une élévation axiale; seul le substratum est observable. L'anticlinal de quartzites s'échancre jusqu'au Houiller et quelques replis synclinaux et anticlinaux apparaissent à l'Est. Le synclinal des couches de Saint Christophe est complètement biseauté au niveau de l'extrémité Nord du massif du Grand Fond.

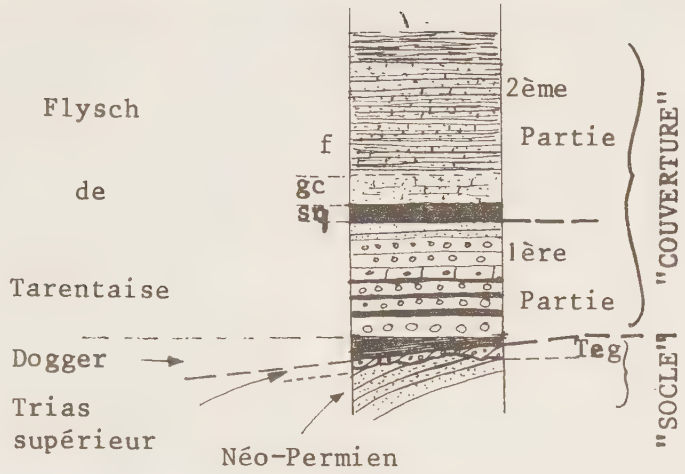
En conclusion nous pouvons dire que la structure de détail de *"l'anticlinal complexe de la Portetta-Combe de la Nova"* de H. SCHOELLER est direc-

Fig. n°19 : STYLE TECTONIQUE DU DOMAINE PORTETTA-GRAND-FOND ENTRE LA POINTE DE PORTETTA ET LA GRANDE PAREI.

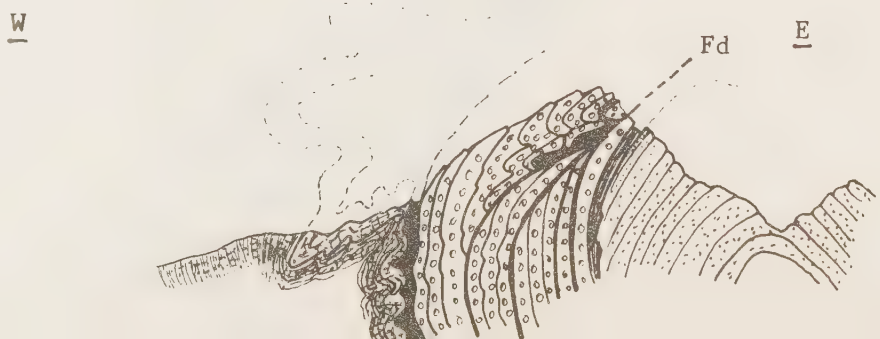
① STADE INITIAL

Ensembles sédimentaires

Ensembles "tectoniques"



② DEBUT DU PLISSEMENT ; amorce des phénomènes de diverticulation et de Collapse.



③ STRUCTURE FINALE (coupe n° 4)

Fig n°20: DETAILS DES STRUCTURES

1, 2, 3. phénomènes de diverticulation (Fd)

A. Structure collapse

W

Fd Fd Fd

E

(1)

cg

Roc de Charbonnière

(Grde Parei)

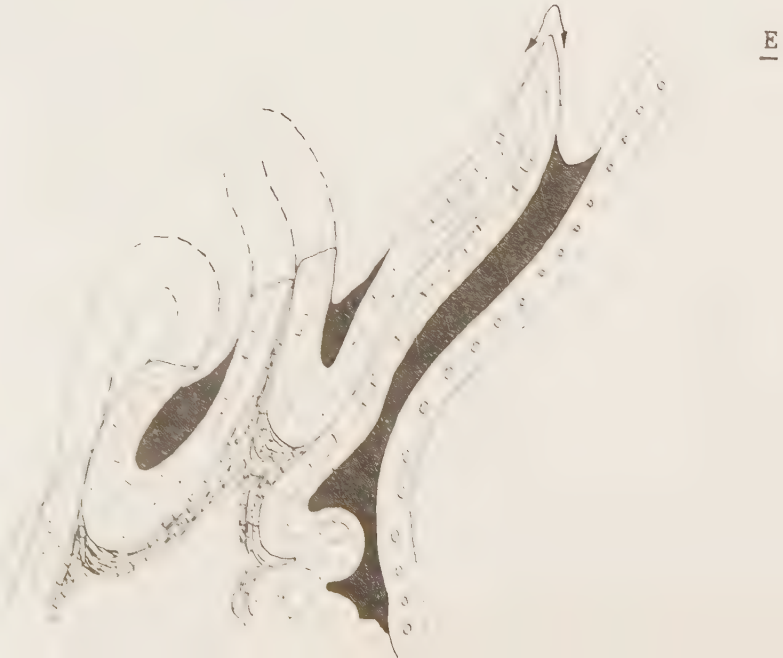
Versant Ouest de la Crête Pte de Portetta-Grde Parei

(A) x = 935

y = 78,28

W

E

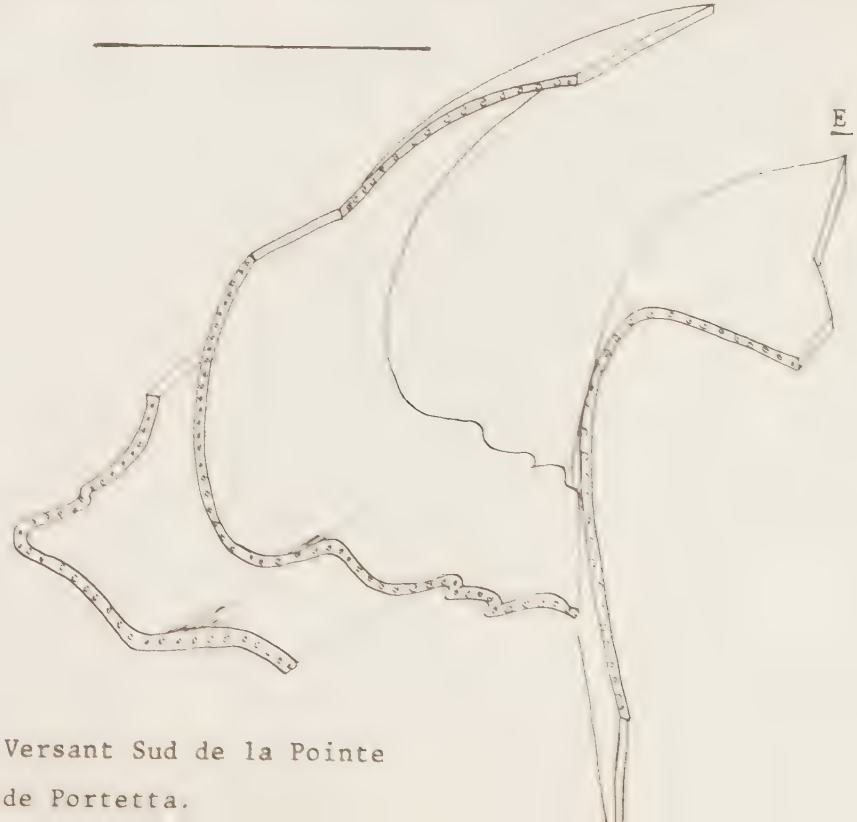


(2) Voir photo n° 7 . Versant Ouest tronqué de Pierra Menta

W

E

(3)



Versant Sud de la Pointe

de Portetta.

tement liée à l'histoire sédimentaire qui s'est déroulée dans ce secteur.

En outre, ce qualificatif d'"Anticlinal complexe" est bien justifié.

C. La marge interne du domaine Portetta-Grand Fond.
(coupes 1, 9, 13, 14, 15, 16).

Du Sud au Nord, ce domaine comprend les écailles de Rocheboc (deuxième sommet), du Col oriental du Grand Fond, du PC 2270, des PC 2090-2092 et de Crêt Baudin, ces quatre dernières étant localisées dans la Combe de la Nova.

Elles sont constituées uniquement de ce que nous avons appelé "substratum" ; les séries les plus fréquentes vont en effet du Néo-Permien au Trias moyen ou supérieur.

Chacune d'entre elles représente une écaille monoclinale pentée vers l'Est, ou, mais plus rarement, un synclinal pincé. Les couches schisto-gréseuses du Houiller semblent avoir joué un rôle prépondérant dans le déplacement et la position de ces écailles, sauf en ce qui concerne l'écaille de Rocheboc qui a utilisé les niveaux schisto-dolomitiques du Werfénien terminal. L'écaille de Rocheboc repose en effet, par l'intermédiaire des schistes du Werfénien terminal, sur une série du Werfénien terminal. Il y a là un phénomène de substitution de couverture qui n'aurait sans doute pas été décelé si le premier sommet de Rocheboc (partie non écaillée), n'avait pas comporté de brèches du Trias supérieur et du Dogger (planche hors texte n° 3).

CONCLUSIONS :

Ces écailles monoclinales qui constituent le passage de *l'Unité de Moutiers* à *l'Unité du Roignais-Versoyen*, ne peuvent pas être comparées aux écailles du domaine externe que nous avons vu précédemment ; ces dernières représentent en effet le fractionnement par écaillage d'un seul et même domaine paléogéographique (tout au moins en ce qui concerne le Flysch de Tarentaise). Les écailles que nous venons de décrire représenteraient quant à elles des entités structurales et paléogéographiques non pas totalement indépendantes mais possédant néanmoins leur histoire propre.

D. Le Front Ouest de l'Unité du Roignais-Versoyen.

1. Limites : Il apparait à l'Est des écailles de la marge interne du

domaine Portetta-Grand Fond et séparé de celles-ci par un contact anormal (décrit plus haut).

2. Constitution géologiques : Il montre, d'une part, un substratum constitué de terrains allant du Houiller au Trias supérieur ; d'autre part la série du Flysch de Tarentaise.

3. Structure :

. Au Sud, entre le torrent du Cormet d'Arêches et les Chalets de la Balme, c'est le secteur du pli anticlinal Chambrier - Mont Rosset.

Ce pli est largement échancré au niveau du hameau de Chambrier. Il laisse apparaître très nettement le Lias. Par ailleurs, en ce point, le flanc inverse du pli ne comporte que les assises conglomératiques de la formation détritique basale du Flysch de Tarentaise.

Vers le Nord, ce flanc inverse se complète progressivement par les Couches des Marmontains puis de Saint Christophe.

A partir du Col du Mont Rosset, ce pli anticlinal n'est plus perceptible sous les couches de Saint Christophe très microplissées. Il doit en outre se terminer avant le vallon de l'Ormente.

. Au Nord, à partir des Chalets de la Balme, c'est le secteur du pli anticlinal Mont Gargan - Aiguille de la Nova.

Ce pli naît au Nord des Chalets de la Balme et remplace donc celui de Chambrier.

. Secteur du Mont Gargan.

Le pli anticlinal tout entier peut être observé (photo n° 13).

Les quartzites permo-triasiques se sont plissés sans se rompre. Il n'en a pas été de même pour la série du Trias moyen qui par l'intermédiaire des niveaux schisteux du Werfénien terminal s'est désolidarisée du Trias inférieur. Le sommet du Mont Gargan, constitué de couches anisiennes qui semblent en accordance sédimentaire au dessus de niveaux schisto-dolomitiques n'est en fait pas en place ; mais il ne s'agit pas malgré tout d'une véritable Klippe.

Photo n° 13 : - LE VERSANT OUEST DU MONT GARGAN (cliché P. ANTOINE).

qp: quartzites du Néo-Permien.
qt: quartzites du Trias inférieur ; *r:* quartzites noirs et schistes noirs à interlits dolomitiques de la fin du Werfénien.
TM: Trias moyen ; *an:* Anisien.
cg: conglomérats de la Formation basale du Flysch.
φ : plans de chevauchement.
↝ : indication des replis.

Les couches calcareo-dolomitiques de l'Anisien, qui constituent le sommet du Mont Gargan, ne se superposent pas normalement aux quartzites permo-triasiques. Les niveaux schisteux *(r)* de la fin du Werfénien, ayant servi de coussinet de glissement, ont permis une disharmonie de comportement entre ces deux ensembles lithologiques.

Photo n° 14. Versant Ouest - Sud-Ouest de l'Aiguille de la Nova.

La voute anticlinale des quartzites permo-triasiques bien visible au Mont Gargan, a cédé au pied de l'Aiguille de la Nova. Le flanc normal du pli vient chevaucher le flanc inverse par l'intermédiaire des niveaux du Houiller et provoque un intense écaillage.

H: Houiller ; *np:* Néo-Permien ; *Tq:* quartzites du Werfénien ; *an:* Anisien ; : charnière anticlinale.
φ : plan de chevauchement.

Photo n° 15. Microplis des couches des Marmontains.

Hypothèse : le pli (1) d'axe N40 - SW 35° caractériserait une première phase de plissement reprise par un pli (2) de deuxième génération d'axe N15 parallèle à la direction des couches.

. Au Nord du Mont-Gargan.

Lorsque nous remontons vers l'Aiguille de la Nova, ces phénomènes s'estompent et sont remplacés par un clivage de grande envergure. Les quartzites permo-triasiques n'ont pas résisté à la poussée ; la voute anticlinale s'est rompue. Les niveaux schisto-gréseux du Houiller apparaissent alors et servent de coussinet de glissement (photo n° 14). Le flanc inverse du pli est chevauché par le flanc normal, ce dernier apparaissant seul de l'Aiguille de la Nova jusqu'au hameau des Chapieux en constituent la ligne de crête imposante à l'Est la Combe de la Nova.

Un repli synclinal transverse à cette structure, est observable au niveau du Passage Nord de la Nova, au pied de la pointe Noire. Le torrent du Charbonnet a peut être ainsi une origine structurale : justement ce pli synclinal transverse d'orientation sensiblement Nord-Ouest - Sud-Est.

Ainsi, *au front de l'Unité du Roignais-Versoyen,* deux plis anticlinaux se relaient du Sud vers le Nord ; l'un s'épanouit des Chalets de la Balme vers le Sud, c'est le pli de Chambrier-Mont Rosset ; l'autre vers le Nord, en passant par le Mont Gargan et l'Aiguille de la Nova.

Il est intéressant de noter que à propos de la stratigraphie du Flysch de Tarentaise nous avions mentionné l'hétérogéneité des faciès suivant deux zones, l'une au Sud des Chalets de la Balme, l'autre au Nord. Les plissements auraient été façonnés en respectant les zones de faciès.

CONCLUSIONS :

Structures tectoniques et niveaux de décollements.

Nous avons vu que les limites entre les grandes unités structurales, ou même, que certains domaines d'une même unité, étaient généralement soulignés par des alignements de dolomies cargneulisées et de schistes verts, parfois de gypse.

Mais nous avons vu également,

1. qu'à partir du col oriental du Grand Fond, et vers le Nord, la limite de *l'Unité du Roignais-Versoyen* passe par les niveaux du Houiller ;

2. que dans un même domaine plusieurs secteurs pouvaient être individualisés, en fonction de l'existence et du comportement de niveaux schisteux. Ces niveaux originellement argileux ou marneux, bien que n'étant pas aussi plastiques que les assises gypseuses, ont conduit à des phénomènes de diverticulation ou de structure collapse.

A L'origine de ces mouvements, il faut citer les assises schisteuses du Houiller, les schistes à interlits dolomitiques du Werfénien terminal, les niveaux schisteux ou calcschisteux du Dogger, les horizons schisto-gréseux de la formation détritique basale du Flysch de Tarentaise et enfin les Couches des Marmontains.

Malgré tout, comme nous l'avons observé, les déplacements horizontaux sont restés de faible amplitude. A quelques nuances près tout de même puisque :

- nous constatons l'absence totale du Flysch de Tarentaise sur le versant Est du pli anticlinal qui constitue le domaine Portetta-Grand Fond, et sur les écailles de la marge interne de ce même domaine ; or ce Flysch a bien dû exister, au moins sur le flanc Est du pli anticlinal !

- d'autre part, certaines figures observables derrière le Roc de Charbonnière (figure n° 19 -3-) peuvent laisser supposer l'existence de plis de plus grande envergure, au moins en ce qui concerne la partie sommitale de la série du Flysch de Tarentaise (couches des Marmontains et couches de Saint Christophe).

Les conclusions de R. BARBIER (1948) restent donc bien vérifiées. Cet auteur, constatant "*L'absence de niveaux plastiques susceptibles de provoquer d'amples décollements dans la série stratigraphique*", (ceci étant dû d'une part à l'absence d'un niveau gypsifère inférieur, d'autre part, à l'érosion pratiquement totale des gypses attribuables au Trias supérieur), concluait : "*Il en résulte la formation d'une sorte de bloc stratigraphique homogène, où tous les termes sont plus ou moins directement liés les uns aux autres par le Flysch ... Mais l'homogénéité de ce bloc stratigraphique n'a cependant pas empêché le froncement de la couverture sédimentaire en plis superficiels plus ou moins accentués, l'ensemble restant néanmoins lié à son substratum cristallin*".

3°/- Chronologie des déformations. Les tectoniques superposées.

Nous avons vu dans le chapitre consacré à la stratigraphie que notre secteur avait été affecté par plusieurs périodes d'activité tectonique. Ont été mis en évidence en effet :

a. *Avant le dépôt du Flysch de Tarentaise* :

- Des mouvements d'âge Trias supérieur et peut être en certains points du tout début du Lias ;
- Des mouvements anté-Dogger ;
- Des mouvements anté-Crétacé supérieur.

b. *Une fois le Flysch déposé, le plissement de celui-ci* :

Il est excessivement difficile d'observer et d'apprécier qualitativement les différentes tectoniques qui se sont succédées avant le dépôt du Flysch ; néanmoins nous avons fait les remarques suivantes :

1. rien n'indique que les mouvements d'âge Trias supérieur ont conduit à des plissements. Sur l'écaille du Col oriental du Grand Fond nous avons décrit des dépôts, probablement carniens, au dessus d'une fracture (figure n° 12).

2. les mouvements anté-Dogger par contre ont provoqué le plissement des séries sous-jacentes mais il n'est pas possible d'affirmer quoi que ce soit en ce qui concerne les axes de plissements ;

3. les mouvements anté-Crétacé supérieur ont repris et plissé l'ensemble de ce que nous avons appelé Substratum avant le dépôt du Flysch.

Ces mouvements ont peut être conduit à des structures transverses. Nous n'avons fait qu'une seule observation de ces plis et elle n'est qu'indirecte : de l'Aiguille de la Nova au Passage Nord de la Nova, c'est-à-dire selon une direction Sud-Nord le Flysch transgresse successivement le Trias moyen puis le Trias inférieur puis le Néo-Permien ; ceci évoque bien l'existence d'une structure transverse.

En ce qui concerne le Flysch lui-même ;

Si les grandes structures ont été reconnues assez rapidement, il

n'en a pas été de même en ce qui concerne les microstructures ; et établir une chronologie des déformations à partir à la fois des grandes structures et de la microtectonique n'est pas très aisée. En première approximation, il semble bien que le Flysch de Tarentaise ait subi deux phases de plissements:

1. la première a dû créer certaines figures d'allongement (boudins) et des plis d'axes sensiblement Nord-Est - Sud-Ouest (au voisinage de N50 ?). La plupart de ces plis paraissent coniques (photo n° 15).

On peut en observer dans le ravin de la Portetta ; sur un petit massif proche dépendance de la Pointe de Presset, et dans la plupart des niveaux des Couches de Saint Christophe.

2. la seconde a conduit à la mise en place des diverses unités et des phénomènes annexes (écaillage, diverticulation, Collapse, failles de décrochements N 60 ...).

Les plis sont d'axes N 10 à N 20. De nombreux microplis de cette phase sont observables dans les Couches de Saint Christophe ou des Marmontains (photo n° 15).

Et si l'on se rapporte aux travaux de P. ANTOINE (1971) c'est à cette dernière phase qu'est dû d'une part le léger métamorphisme de nos couches (greenschist faciès) d'autre part l'acquisition de la schistosité (très fruste dans les niveaux conglomératiques). Cette évolution se termine peut être par des coulissages inter-unités (dextre au Point coté 2270) et en tous cas par des phénomènes de relachement. La plupart des diaclases N 110, diaclases qui constituent en quelque sorte un longrain, donnent lieu a de légers décrochements mis en évidence par de petites fractures en échelons.

L'ensemble de ces résultats restent parcellaires ; et rien de décisif n'intervient quant à la chronologie réelle et les effets respectifs des déformations de notre secteur.

4°/- Conclusions.

Les précisions apportées aux travaux de H. SCHOELLER concernent essentiellement les styles tectoniques. En outre elles modifient quelque peu les dénominations des structures décrites par cet auteur.

"L'anticlinal complexe Portetta-Combe de la Nova" par exemple n'est en fait anticlinal que de la Portetta à l'Aiguille du Grand Fond ; et comme nous l'avons vu, la Combe de la Nova est occupée par un ensemble d'écailles. Cet anticlinal Portetta-Aiguille du Grand Fond nous a permis, entre autres choses de définir un ensemble structural, le *domaine Portetta-Grand Fond ;* les écailles de Combe de la Nova constituant alors *la marge interne* de ce domaine.

Mais les recherches récentes effectuées au Sud du torrent du Cormet d'Arêches, dans le prolongement direct de notre secteur par J. COLLART (1973) ont conduit cet auteur ainsi que R. BARBIER et P. ANTOINE (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. COLLART - 1973) à proposer un nouveau découpage structural synthétique de la région. En ce qui nous concerne, le domaine Portetta-Grand Fond et ses écailles externes composeraient une *Unité de Moutiers dite externe,* distincte des écailles de la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond représentant quant à elles une *Unité de Moutiers interne* (tout au moins en ce qui concerne l'écaille du massif de Rocheboc) ; cette *Unité de Moutiers interne* étant bordée à l'Est par *l'Unité du Roignais-Versoyen*. En outre, à l'Ouest précisément entre le Col du Cormet d'Arêches et le Col du Cormet de Roselend, secteur que nous n'avons pas reconnu en totalité, viendraient mourir des entités structurales beaucoup mieux définies que celles de H. SCHOELLER et prenant la place de *l'Unité de Moutiers* au front de la zone pennique.

III - CONCLUSIONS GENERALES

Evolution paléogéographique et géodynamique du secteur étudié.

Deux observations essentielles peuvent être tirées de l'étude stratigraphique et tectonique que nous avons faite de notre région :

1. L'importance que prennent les faciès bréchiques au sein de la série stratigraphique ;

2. La multitude des pulsations tectoniques et la diversité des effets auxquelles elles conduisent.

Ces deux caractères montrent que nous sommes ici au coeur même d'une zone d'instabilité privilégiée.

Les premiers signes de cette instabilité se manifestent semble-t-il dès avant la fin du Werfénien avec l'apparition de quartzites grossiers à nodules dolomitiques au dessus des quartzites blancs. Ces niveaux soulignent sans doute des mouvements de très faible amplitude du fond marin, négatifs ou positifs et pouvant conduire à une émersion tout au moins localement.

Cette instabilité sera ensuite décelée :

1. *Sur la marge interne du domaine Portetta-Grand Fond* :

Au cours du Trias moyen, brèches intraformationnelles, filons sédimentaires, discordances par ravinement, figures de slumping se succèdent et montrent que ce domaine a enregistré très fidèlement les moindres variations des conditions paléogéographiques. Ces phénomènes ont dû se produire également dans le *domaine Portetta-Grand Fond ;* mais nous ne pouvons pas être totalement affirmatif à ce sujet puisque les érosions postérieures au Trias n'ont laissé subsister que de très rares coupes (extrémité Nord du massif du Grand Fond).

2. *Dans le domaine Portetta-Grand Fond (ou Unité de Moutiers Externe)*

d'après les travaux récents (P. ANTOINE, R. BARBIER, J. COLLART - 1973).

. *Au cours du Trias supérieur*, (et peut-être jusqu'au début du Lias) ce domaine fût soumis à d'importants mouvements positifs du fond marin qui conduisirent à la création de structures en saillie et corrélativement à la sédimentation de brèches polygéniques à ciment dolomitique, telles celles du massif de Rocheboc par exemple.

. *Au cours du Lias ;* une zone de haut-fond s'établit de nouveau ; mais nos séries ont été considérablement érodées, les affleurements restent rares et il n'est donc pas possible de tirer des conclusions valables.

. *Au cours du Dogger ;* c'est l'épisode des brèches du massif du Grand Fond. Elles viennent reposer en discordance sur des termes variés, plissés et érodés, allant du Néo-Permien (voire Houiller) au Lias inclus.

Cette histoire au cours de laquelle le fond marin est tantôt haut-fond, tantôt relief orogéniquement actif est interrompue avant le Crétacé supérieur par une phase importante de plissements. Ces mouvements tectoniques induisent alors la création d'un bassin marin dans lequel va se déposer le Flysch de Tarentaise. Il s'est produit à ce moment là ce qu'il est convenu d'appeler une inversion de subsidence (P. ANTOINE - 1971).

Pour R. BARBIER (1948) l'ensemble de la série était caractérisé par ses faciès de cordillère, et le passage des conditions de "Substratum" aux conditions de "Flysch de Tarentaise" matérialisait l'existence d'une cordillère, qu'il nomma *"Cordillère Tarine"*. L'histoire toute entière de notre secteur est effectivement celle d'une cordillère, au sens où J. DEBELMAS (1957) l'entend ; c'est-à-dire d'une *"portion du domaine pennique dans laquelle la série sédimentaire est perturbée par d'incessants niveaux de brèches"* ;

En outre, ce dernier auteur, considérant qu'une cordillère n'était bien définie que dans un laps de temps et un espace réduits, caractérisa la *"Cordillère Tarine"* comme étant l'un des exemples de région présentant une chronicité "d'états de cordillère". Le résultat de ce travail semble bien démontrer la justesse de cette conception. Ajoutons enfin que dans notre secteur, des mouvements précoces, produits avant même la mise en place des

structures géosynclinales ont été mis en évidence (au Trias moyen peut être ; au Trias supérieur certainement).

Il serait intéressant de déterminer le plus précisément possible les limites de cette zone de cordillère, et d'établir avec certitude l'appartenance paléogéographique de certaines écailles telles celle de Crêt Baudin, des Points cotés 2090-2092 et de Rocheboc ; une première réponse est contenue dans le travail de J. COLLART qui présente un découpage tectonique cohérent tant au Sud du torrent du Cormet d'Arêches qu'au Nord.

COUPES TRANSVERSALES SÉRIÉES

Légende des coupes

échelle 1/20.000

éboulis

moraines

Tassement de versant

FLYSCH

flysch p.p.d. (f)

grés calcarifères (gc)

schistes noirs et quarzites verts (sq)

conglomérats de base (cg)

DOGGER

d dogger p.p.d.

ds_2 Schistes/calcschistes à blocs

ds_1 brèches à blocs gigantesques

di_2 conglomérats

di_1 calcaire cristallin conglo.

ds : ensemble conglomératique supérieur du Massif du Grand Fond

di : ensemble conglomératique inférieur du Massif du Grand Fond

LIAS

calcaire liasique (cl)

TRIAS SUP.

Norien (n)

gypse (G)

cargneules et schistes verts (cs)

Brèches blanchâtres (B.b)

Brèches blondes (bn)

T. MOY.

Post-Ladinien (p_1)

Ladinien (l)

Anisien (a)

T. INF.

Rôt (r)

Werfénien (base du) (w)

Néopermien (np)

Houiller (h)

F : Faille

FC : Structure Collapse

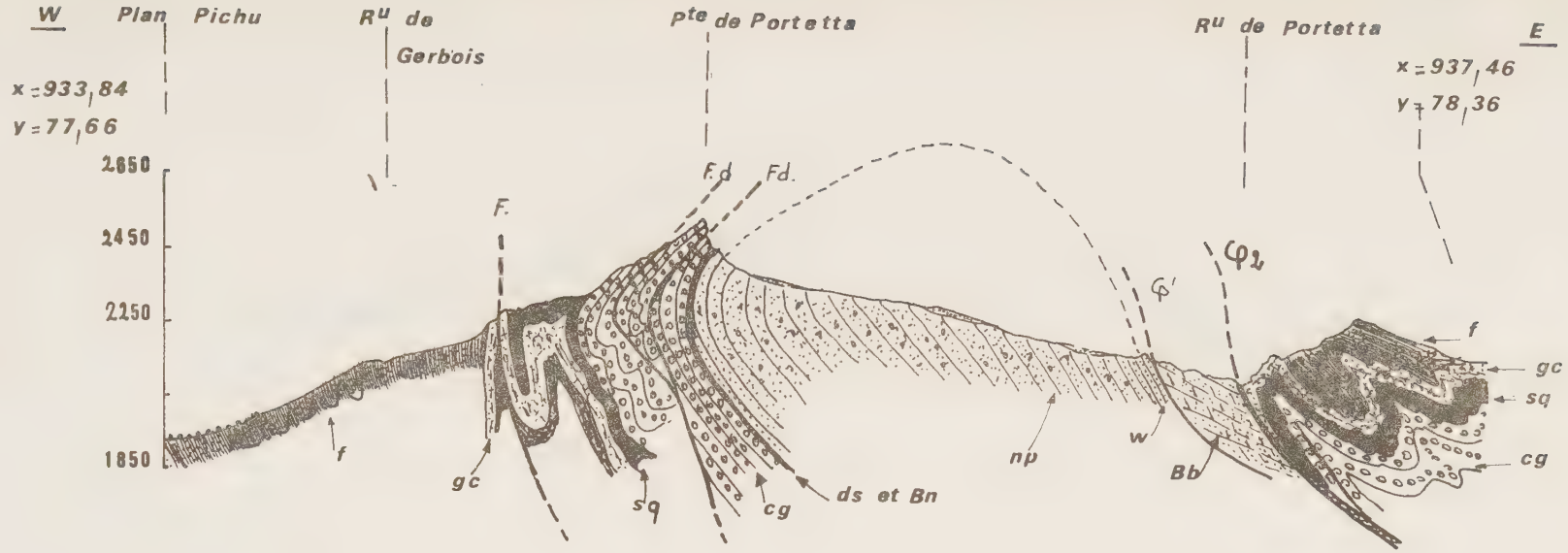
FD : Décrochement

Fd : F. de diverticulation

φ : Chevauchement pennique frontal

φ' : Clivages annexes

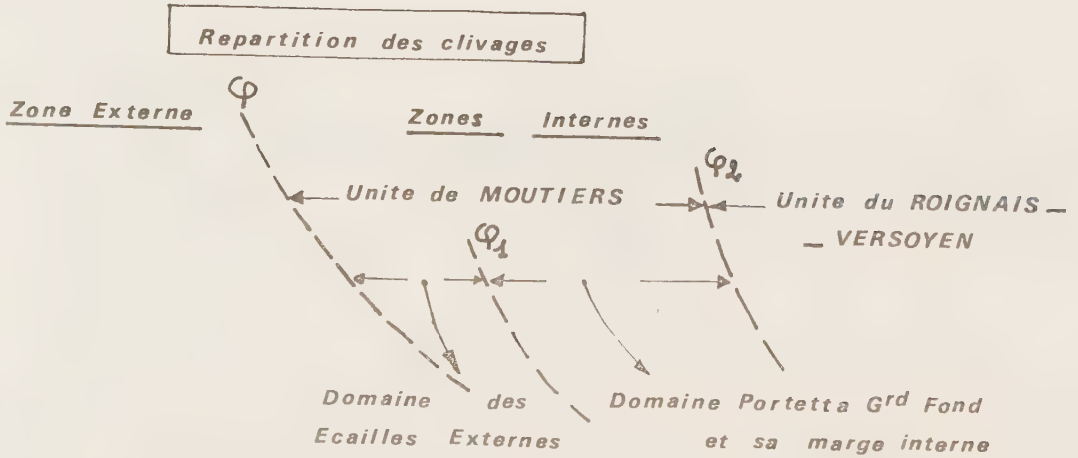
φ_1 ; φ_2 : clivages majeurs

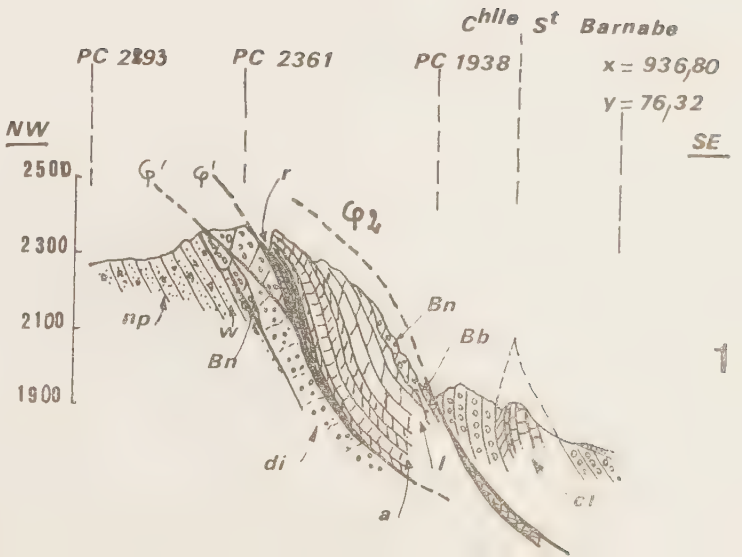


2

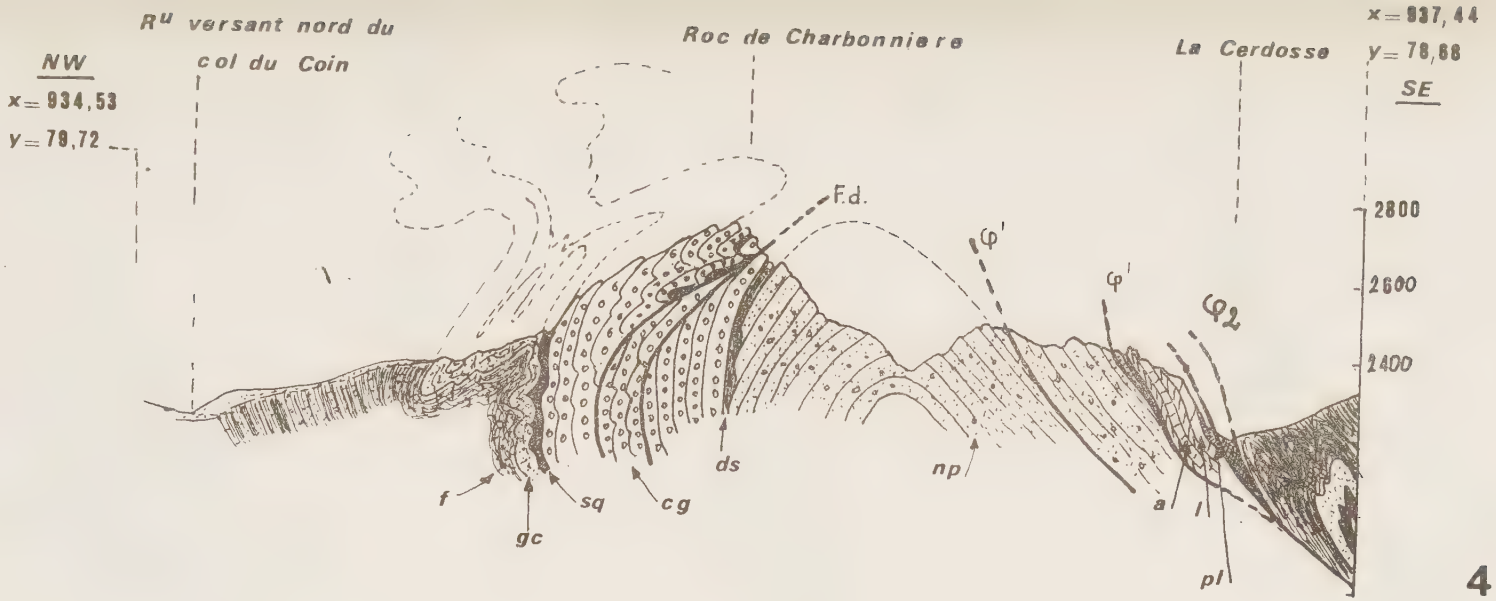
PC = point coté

Rᵘ = ruisseau

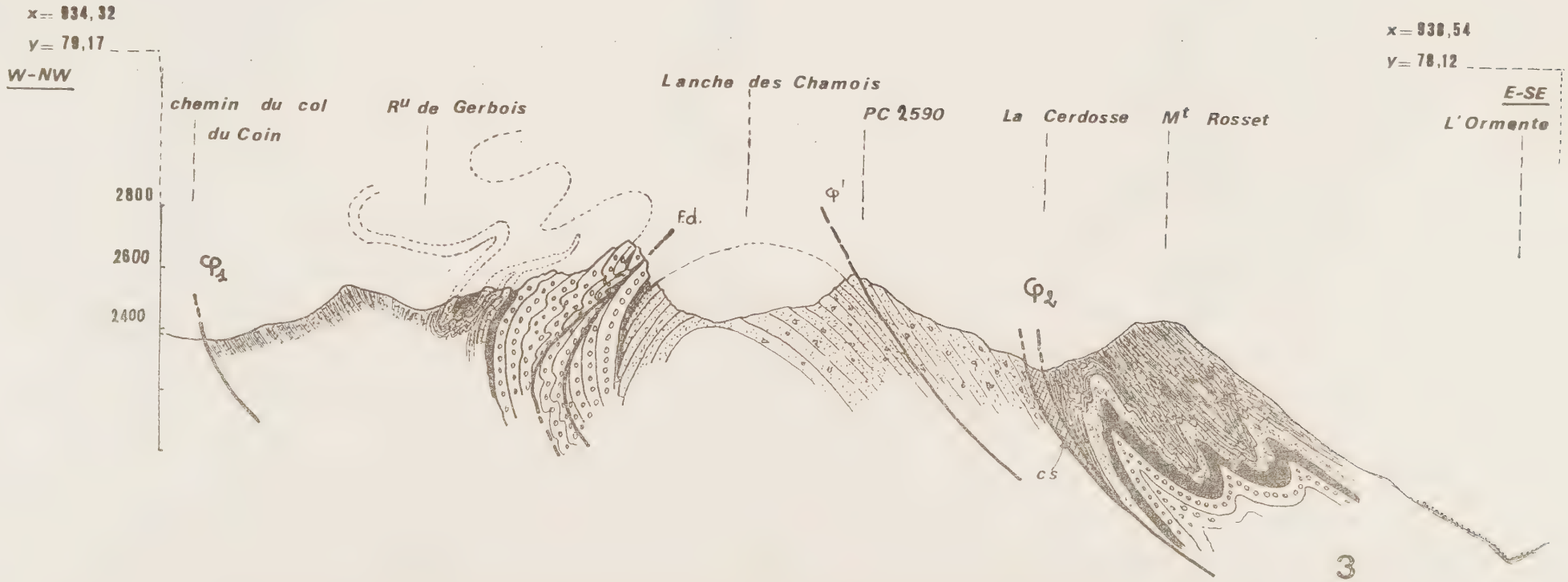




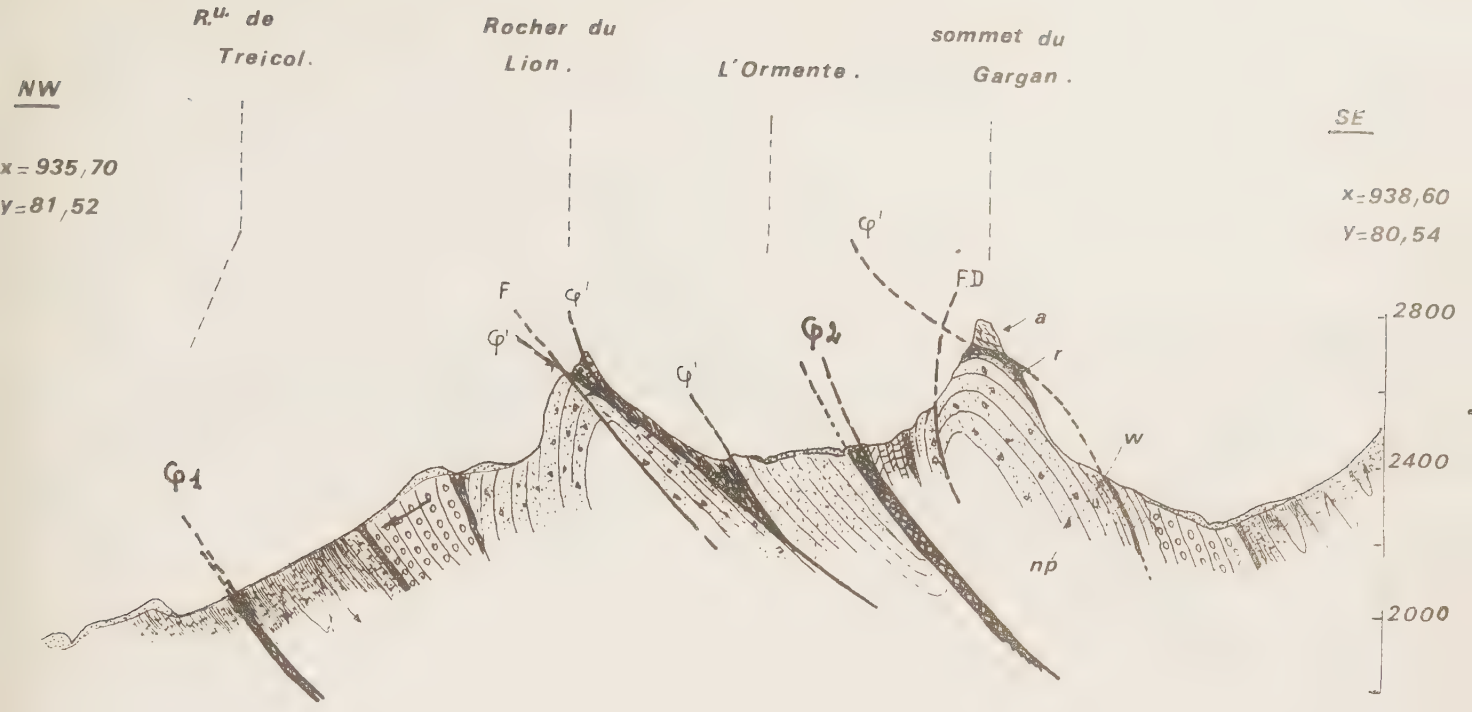
1

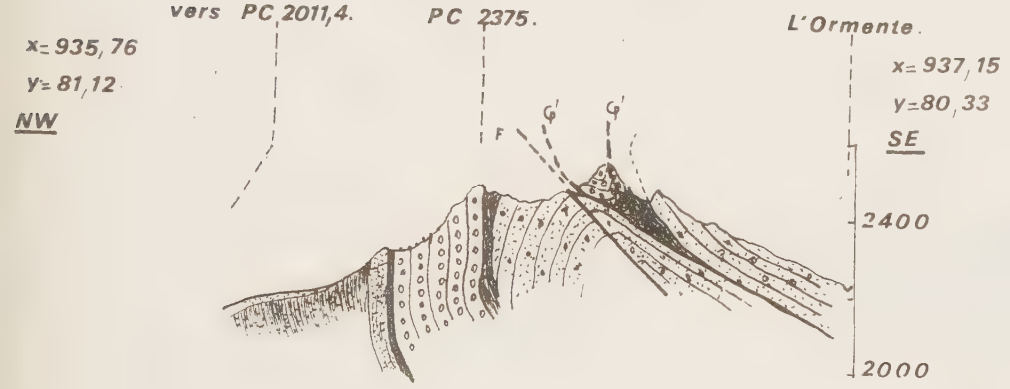

NW
x = 934,53
y = 78,72
Ru versant nord du
col du Coin
Roc de Charbonniere
La Cerdosse
x = 937,44
y = 78,68
SE
2800
2600
2400
F.d.
φ'
φ'
φ2
ds
np
f
gc
sq
cg
a
l
pl

4

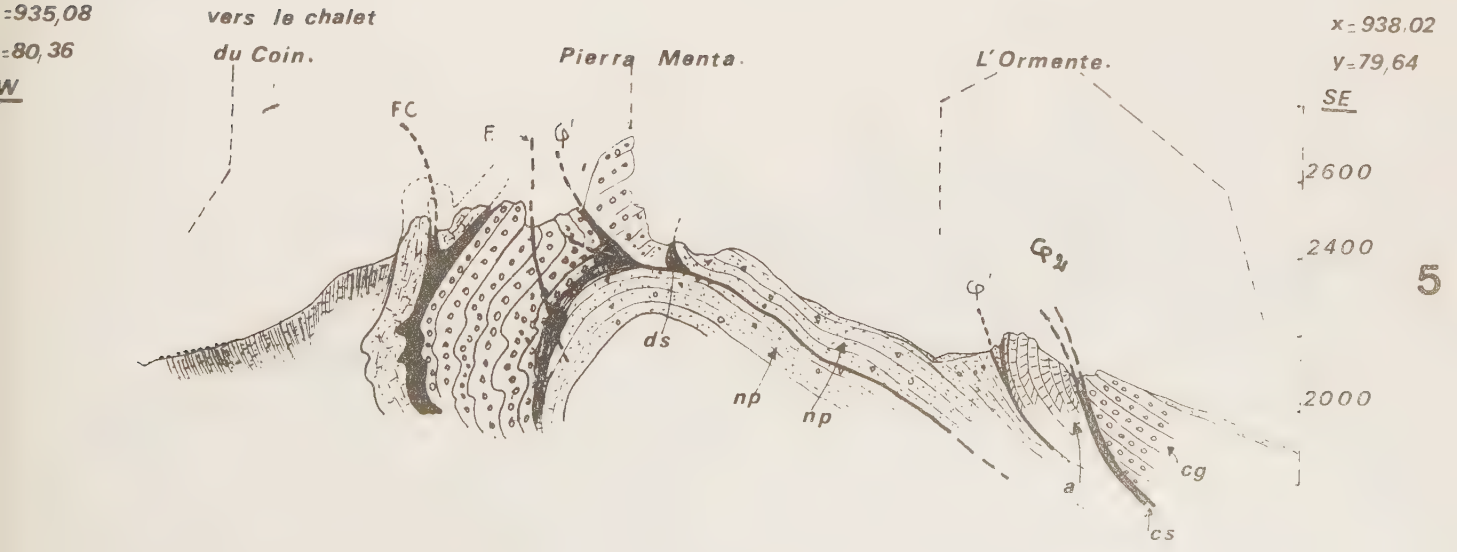

x = 934,32
y = 79,17
W-NW
chemin du col
du Coin
Ru de Gerbois
Lanche des Chamois
PC 2590
La Cerdosse
Mt Rosset
x = 938,54
y = 78,12
E-SE
L'Ormente
2800
2600
2400
F.d.
φ'
φ1
φ2
cs

3

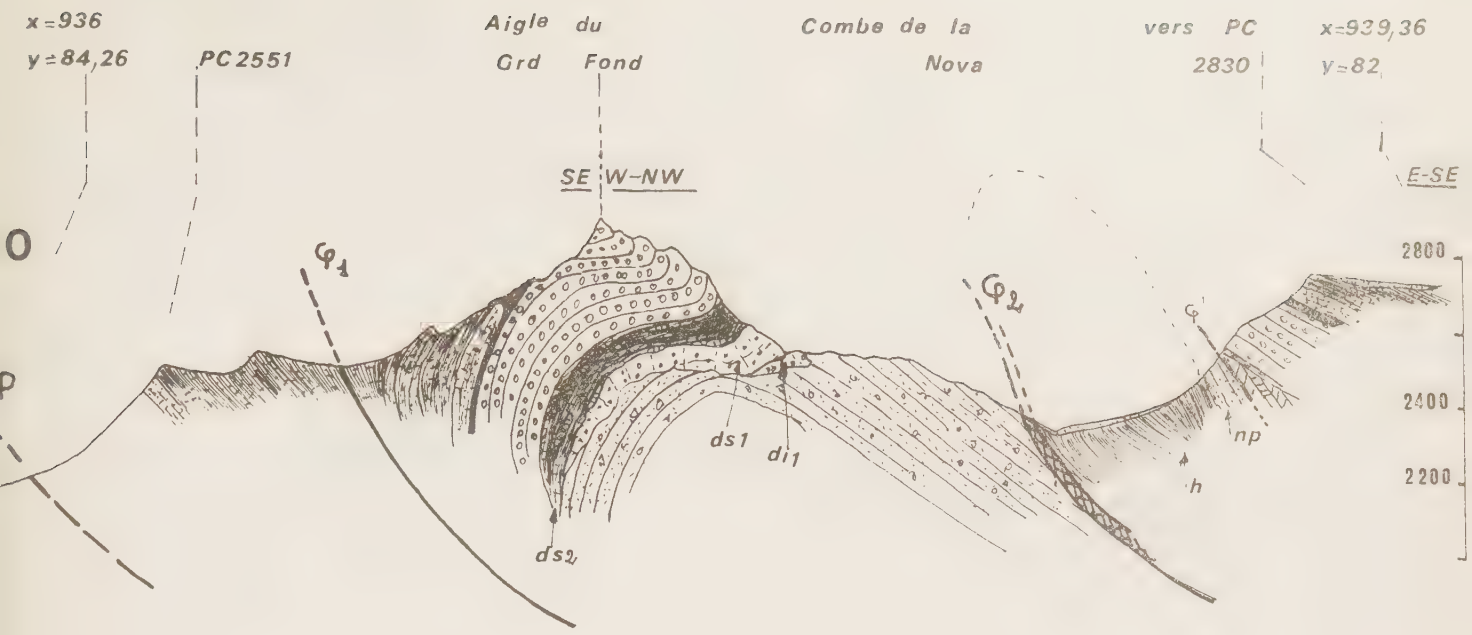

R.u. de Treicol.
Rocher du Lion.
L'Ormente.
sommet du Gargan.
NW
SE
x = 935,70
y = 81,52
x = 938,60
y = 80,54
F
FD
φ1
φ2
a
r
w
np
2800
2400
2000

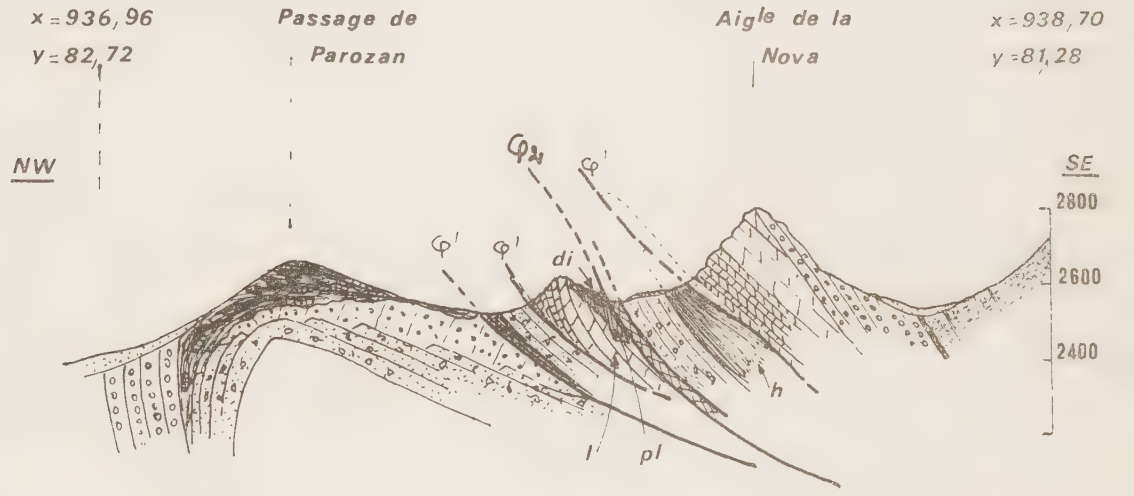

vers PC 2011,4.
PC 2375.
L'Ormente.
x = 935,76
y = 81,12
NW
x = 937,15
y = 80,33
SE
F
2400
2000

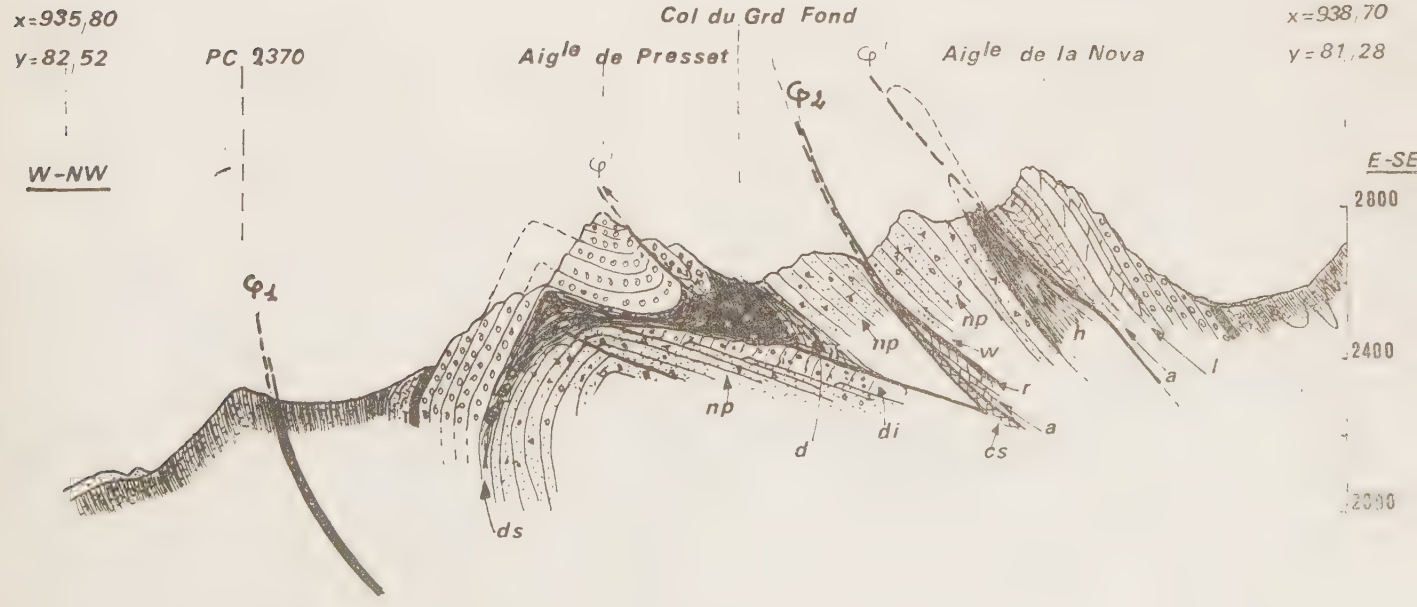
6

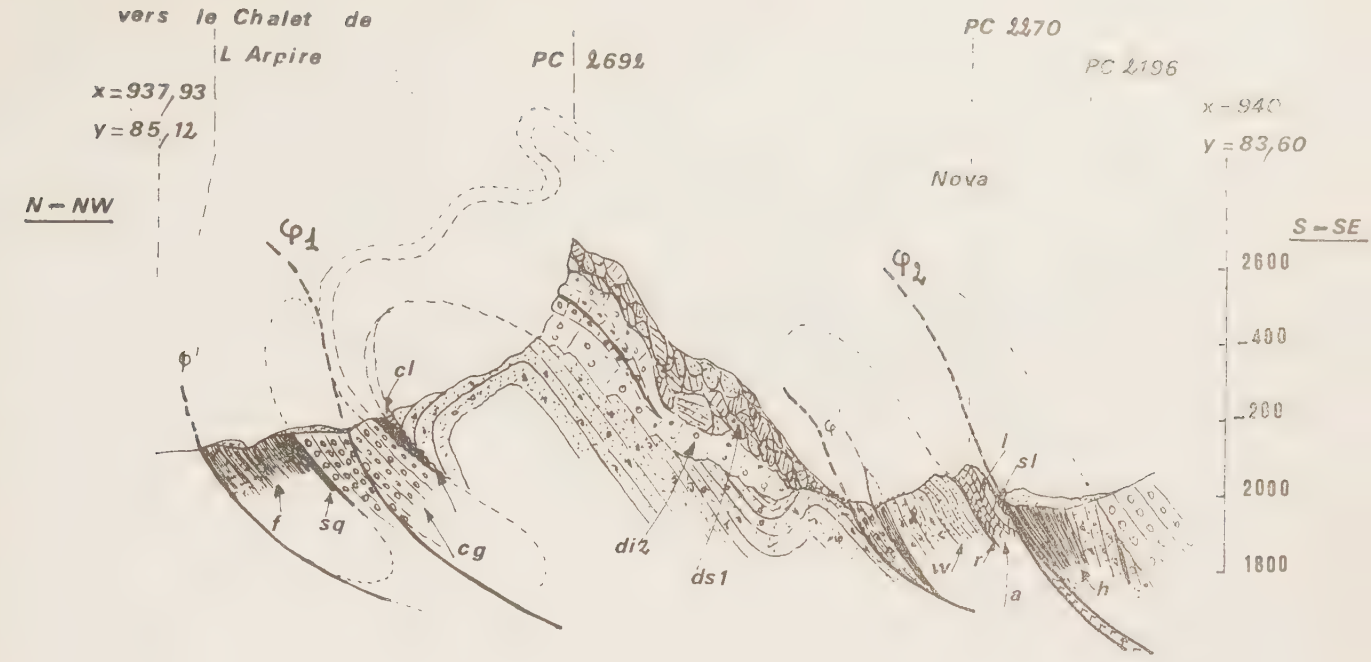

vers le chalet du Coin.
Pierra Menta.
L'Ormente.
x = 938,02
y = 79,64
SE
FC
F
φ1
φ2
ds
np
np
a
cg
cs
2600
2400
2000

5

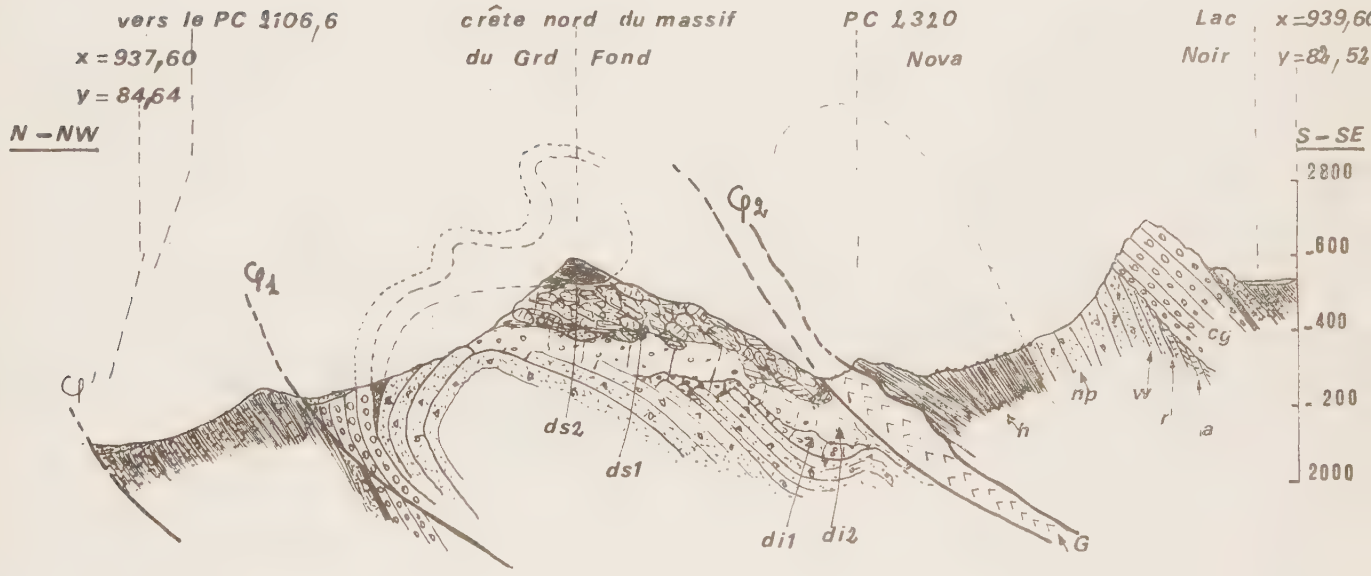

x=936
y=84,26
PC 2551
Aigle du Grd Fond
Combe de la Nova
vers PC 2830
x=939,36
y=82,
SE
W-NW
E-SE
2800
2400
2200
φ1
φ2
φ'
ds1
di1
ds2
np
h


x=936,96
y=82,72
Passage de Parozan
Aigle de la Nova
x=938,70
y=81,28
NW
SE
2800
2600
2400
φ2
φ'
di
h
l
pl

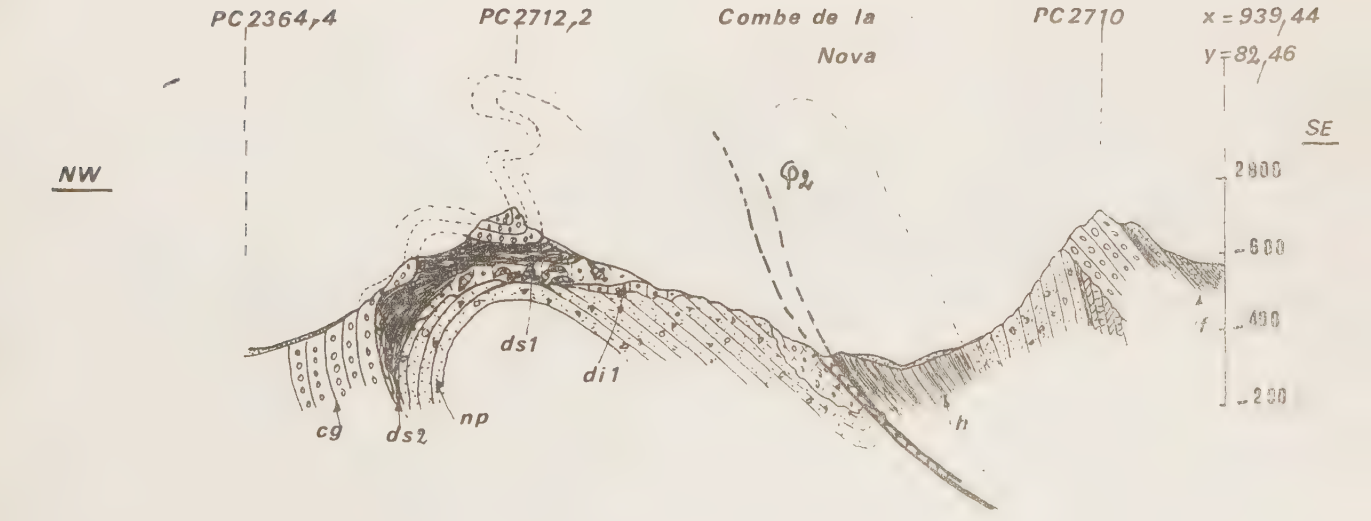

x=935,80
y=82,52
PC 2370
Col du Grd Fond
Aigle de Presset
Aigle de la Nova
x=938,70
y=81,28
W-NW
E-SE
2800
2400
φ1
φ2
φ'
np
w
r
h
a
l
d
di
cs
ds


vers le Chalet de
L Arpire
x = 937,93
y = 85,12
PC 2692
PC 2270
PC 2196
x = 940
y = 83,60
Nova
N – NW
S – SE
2600
2400
2200
2000
1800
φ1
φ2
φ'
cl
f
sq
cg
di2
ds1
sl
w
r
a
h

13

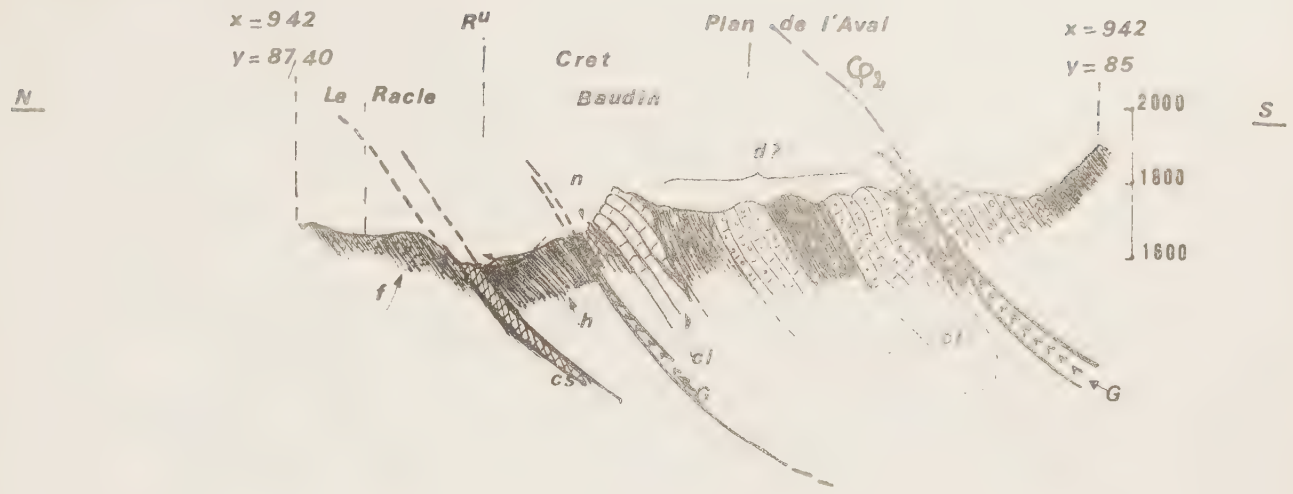

vers le PC 2106,6
x = 937,60
y = 84,64
crête nord du massif
du Grd Fond
PC 2320
Nova
Lac
Noir
x = 939,60
y = 82,52
N – NW
S – SE
2800
2600
2400
2200
2000
φ1
φ2
φ'
ds2
ds1
di1
di2
cg
np
w
r
a
h
G

12

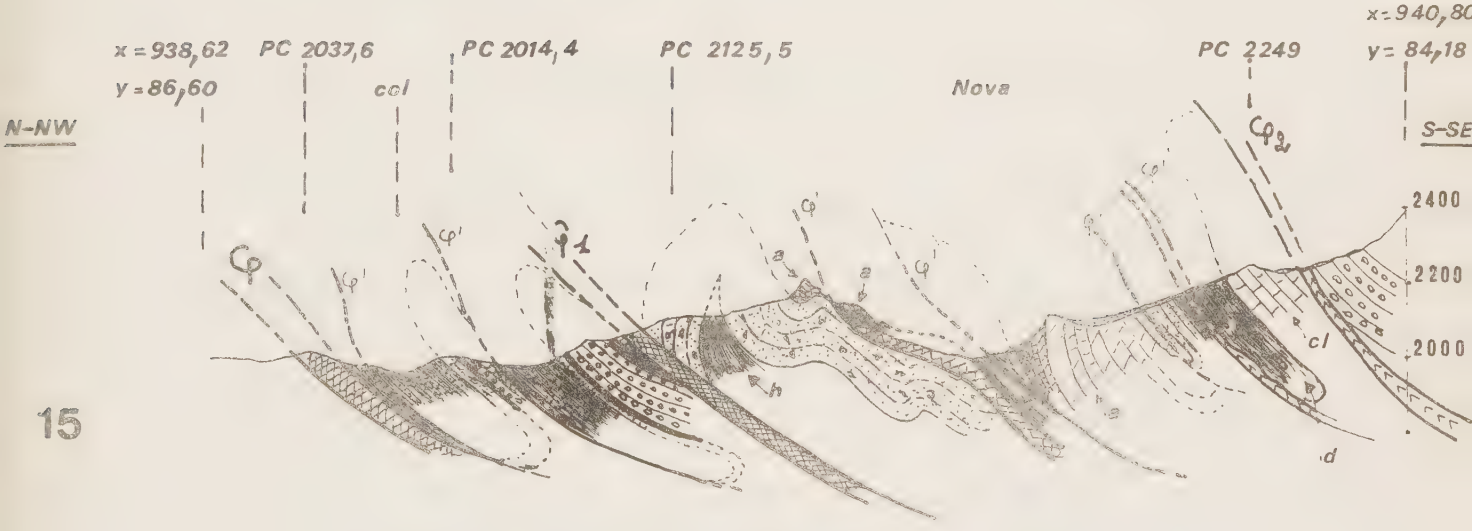

PC 2364,4
PC 2712,2
Combe de la
Nova
PC 2710
x = 939,44
y = 82,46
NW
SE
2800
2600
2400
2200
φ2
ds1
di1
cg
ds2
np
h
f

11

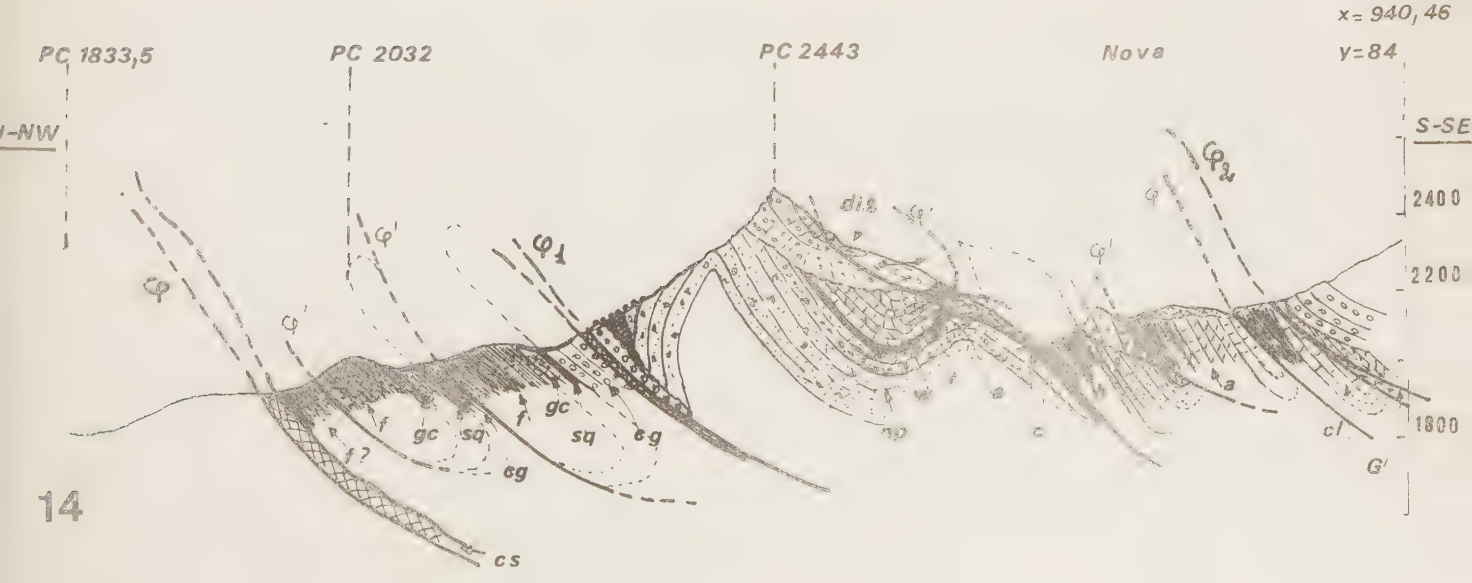
Massif de Crêt Baudin



16



15



14

BIBLIOGRAPHIE

1. ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1970) - Olistostromes and Olistoliths. *Sedimentary Geology n° 4, pp. 521-557, Elsevier (Amsterdam).*

2. ANTOINE P. (1964) - Quelques précisions sur le Trias moyen et inférieur du Massif du Roc de l'Enfer et des deux Antoines (Tarentaise). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 258, pp. 1850-1852.*

3. ANTOINE P. (1965 a) - Les écailles frontales de la Zone des Brèches de Tarentaise entre les Chapieux et le haut Val Veni (Savoie - Pays d'Aoste). *T.L.G.G., t. 41, pp. 163-175.*

4. ANTOINE P. (1965 b) - Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des Zones du Versoyen et du Petit Saint-Bernard (Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 260, Série D, pp. 1213-1215.*

5. ANTOINE P. (1965 c) - Sur l'existence de Crétacé Supérieur daté dans la Nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 261, Série D, pp. 3640-3642.*

6. ANTOINE P. (1966 a) - Nouvelles données sur la structure du Flysch de Tarentaise entre Doire de Veni et Doire de Verney (Val d'Aoste). *T. L.G.G., t. 42, pp. 5 à 11.*

7. ANTOINE P. (1966 b) - Sur la tectonique de la Zone des Brèches de Tarentaise au niveau du glacier du Miage (Val Veni - Italie). *T.L. G.G., t. 42, pp. 13 à 16.*

8. ANTOINE P. (1968) - Sur la position structurale de la Zone du Versoyen (Nappe des Brèches de Tarentaise sur les confins franco-italiens). *T.L.G.G., t. 44, pp. 5-26.*

9. ANTOINE P. (1970) - Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan en Tarentaise et dans le haut Val d'Aoste. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, Série D, pp. 1548-1551.*

10. ANTOINE P. (1971) - La Zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-Suisse. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém. Fr., n° 9, pp. 1-367.*

11. ANTOINE P. (1972) - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-Suisse. *Géol. Alpine, Tome 48, Fasc. 1, pp. 5-40.*

12. ANTOINE P., BARBIER R., COLLART J. (1972) - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des schistes de la Bagnaz (Zone des Brèches de Tarentaise - Savoie). *Géol. Alpine, t. 48, fasc. 1, pp. 41-47.*

13. ANTOINE P., BARBIER R., DEBELMAS J., FUDRAL S. (1972) - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du Massif du Grand Fond. *Géol. Alpine, t. 48, fasc. 1, pp. 49-59.*

14. AUBOUIN J. (1959 a) - Granuloclassement vertical (graded-bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires purs : les "brèches de flanc" des sillons géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, Tome 2, pp. 578-582.*

15. AUBOUIN J. (1959 b) - A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Revue de Géog. Phys. et de Géol. dynamique, 2ème Série, Vol. II, fasc. III, p. 159.*

16. AUBOUIN J. (1967) - Quelques problèmes de tectonique et d'orogenèse. *Memorie geopaleontologiche dell'Universita di Ferrara, Vol. 1, fasc. III, n° 10, pp. 229-249.*

17. AUBOUIN J. (1971) - Réflexion sur la tectonique de faille plio-quaternaire. *Géol. Rundschau (60) -3- pp. 833-848.*

18. BARBIER R. (1944) - "Sur l'existence d'un dôme émergé du Lias inférieur dans le massif du Grand Chatelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie)". *C.R.S.G.F., 21 février, pp. 38-39.*

19. BARBIER R. (1948) - "Les zones Ultradauphinoise et Subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère". *Mém. Carte Géol. France, 290 p.*

20. BARBIER R. (1951 a) - "La prolongation de la zone Subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse". *T.L.G.G., Tome 29, pp. 1-48.*

21. BARBIER R. (1951 b) - Sur la découverte de fossiles aux Pyramides Calcaires (Haut Val d'Aoste) et aux Etroits du Saix (Tarentaise), et sur ses conséquences. *C.R. Acad. Sc., t. 232, Série D, pp. 748-749.*

22. BARBIER R. (1952) - La Stratigraphie du Trias de la Nappe des Brèches de Tarentaise (Zone Subbriançonnaise externe) dans la région de Moutiers (Savoie). *C.R. Somm. S.G.F., 6ème Série, pp. 94-97.*

23. BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F. (1954) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Maurienne et en Tarentaise (Savoie). *C.R. Somm. S.G.F., pp. 435-504.*

24. BARBIER R., TRUMPY R. (1955) - Sur l'âge du Flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. Géol. France, (6), Tome 4, pp. 207-215.*

25. BARBIER R. (1960) - Remarques sur le schéma structural des Alpes Maritimes franco-italiennes de M. LANTEAUME. *C.R. Somm. S.G.F., 7ème Série, Tome II.1., pp. 66-67.*

26. BARBIER R., DEBELMAS J. (1961) - Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 252, Série D, pp. 916-918.*

27. BARBIER R. (1963) - La zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier. *T.L.G.G., Tome 39, pp. 247-257.*

28. BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M., LEMOINE M. (1960-1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. *Livre à la mémoire du Pr Paul FALLOT, pp. 333-378.*

29. BARBIER R., DEBELMAS J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la Zone Subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). *T.L. G.G., Tome 42, pp. 97-107.*

30. BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. (1970) - Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias Supérieur de la Zone Briançonnaise près Briançon. *C.R.A.S. Paris, Tome 270, Série D, pp. 2900-2902.*

31. BARFETY J.C. (1972) - Les variations du Trias médio-Supérieur dolomitique et leur répartition dans la Zone briançonnaise entre la Vallée Etroite et le Guil (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sc., Série D, n° 274 n° 5, pp. 636-639.*

32. BAUD A. (1972) - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 65, n° 1, pp. 43-55.*

33. BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 51, n° 3, 5ème Congrès International de Sédimentologie, pp. 854-893.*

34. BERTRAND J.P. (1969) - Cours de Pétrographie. Tome 1. Etude des roches. *Publications I.F.P. Editions Technip. 131 p.*

35. BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPEL O., ROGNON D., GARCEL O., BENACEF A. (1971) - Les Grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publications I.F.P., Collection Science et Technique du Pétrole. Editions Technip., pp. 1-24.*

36. BLANC J.J. (1963) - Lithologie des calcaires à Hippurites au plateau du Camp (Var). *B.S.G.F., 7ème Série, Tome V, pp. 715-721.*

37. BLANC J.J., BROCHIER J. (1969) - Le Faciès des "Grès Verts" (Albien) Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et Carniol (Haute Provence). *B.S.G.F., 7ème Série, Tome XI, pp. 588-594.*

38. BLOCH J.P. (1960) - Les brèches liasiques du Monte Gallero (Alpes Maritimes). *C.R. Somm. S.G.F., pp. 100-101.*

39. BOUILLIN J.P. (1967) - Les Klippes sédimentaires du Crétacé du sillon sous-pyrénéen entre Cubières et Cucugnan (Aude). *C.R. Acad. Sc., Tome 265, Série D, pp. 1668-1671.*

40. BRONNIMANN P., CHAROLLAIS J., KOEHN ZANINETTI L., ROSSET J. (1969) - Découverte de foraminifères du Trias Supérieur dans la Klippe des Annes (Haute-Savoie). *C.R. des Séances de la S.P.H.N. Genève, Nouvelle Série, Vol. 4, fasc. 1, pp. 89-99.*

41. BRUCE C., HEEZEN (1958) - Modern Turbidity currents. *Eclogae Geol. Helv., Tome 51, n° 3, pp. 521-522.*

42. CHAMBRE SYNDICALE. RECH. PRODUCTION DE PETROLE ET GAZ NATUREL (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. *Editions Technip., 291 p.*

43. COTILLON P. (1971) (inédit) - Le Crétacé inférieur de l'Arc de Castellane. *Lyon, Fasc. Excursion en Haute Provence 8-9-10 mai 1971, p. 1-19.*

44. DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes). *Mém. Carte Géol. France, (Thèse), pp. 1-101.*

45. DEBELMAS J. (1957 a) - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme cordillère dans les Alpes internes françaises. *B.S.G.F., (6), Tome 7, pp. 463-474.*

46. DEBELMAS J., LEMOINE M. (1957 b) - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. *B.S.G.F., (6), Tome 7, pp. 489.*

47. DEBELMAS J., LEMOINE M. (1957 c) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maïra et de la Varaita (Alpes cottiennes - Italie). *C.R. Somm. S.G.F., n° 1, pp. 38-40.*

48. DEBELMAS J., LEMOINE M. (1961) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le briançonnais sensu stricto. *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. B.R.G.M., n° 15, pp. 232-242.*

49. DEBELMAS J., LEMOINE M. (1963) - Le Crétacé inférieur dans les Zones Internes des Alpes occidentales franco-italiennes. *Mém. B.R.G.M., n° 34, pp. 723-732.*

50. DELFAUD J., LENGUIN M. (1970) - Introduction à un modèle d'environnement carbonaté des marges continentales. L'exemple de la plateforme du Bathonien. Callovien du Quercy. *C.R.A.S., Paris, Tome 271, Série D, pp. 960-963.*

51. DILL R.F. (1969) - Earthquake effects on fill of scripps submarine canyon. *Geological. Soc. Am. Bull. (80), pp. 321-327.*

52. ELLENBERGER F. (1949) - Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie). *C.R. Somm. S.G.F., pp. 348-349.*

53. ELLENBERGER F. (1951) - Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence dans la Préorogénèse alpine. *C.R. Somm. S.G.F., pp. 133-136.*

54. ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Carte Géol. France, (Thèse), pp. 61-83 et 101-227.*

55. ELLENBERGER F. (1961) - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. *Mém. B.R.G.M., n° 15, pp. 215-231.*

56. FABRE J. (1961) - Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B.R.G.M., n° 2, pp. 115-154.*

57. FABRE J., FEYS R. (1966) - Les séries bariolées du Massif de Rochachille. Leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permiens" de Maurienne et de Tarentaise. *Atti del Symposium Sul verrucano, Pisa, set., 1965, pp. 143-169.*

58. GIGNOUX M. (1914) - Feuille Lyon au 1/320.000ème. Question des Brèches de Tarentaise. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIII, n° 136, p. 107.*

59. GIGNOUX M. (1916) - Sur la question des Brèches de Tarentaise. *T.L.G.G., Tome XI, fasc. 1, p. 23.*

60. GIGNOUX M., MORET L. (1948) - Le Permien des Zones Externes des Alpes françaises. *C.R.H.S. Acad. Sc., Tome 226, pp. 853-856.*

61. GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique. *Editions Masson et Cie.*

62. GORSLINE and EMERY (1958) - Turbidity current Deposits in San Pedro and San Monica Basins off southern California. *Eclogae Geol. Helv., Tome 51, n° 3, p. 521.*

63. GOTTIS C. (1953) - Les filons clastiques intraformationnels du Flysch numidien tunisien. *B.S.G.F., (6), Tome 3, pp. 775-783.*

64. GROS P. (1967) - Hypothèse sur la genèse de brèches triasiques dans les dolomites italiennes. *C.R.A.S., Paris, Tome 264, Série D, pp. 793-796.*

65. KERCKHOVE C. (1969) - La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine, n° 45, pp. 133-138.*

66. KUENEN Ph., and MENARD H.W. (1952) - Turbidity currents, graded and non graded deposits. *Journal of sedimentary Petrology, Vol. 22, n° 2, pp. 83-96.*

67. KUENEN Ph., FAURE-MURET, LANTEAUME M., FALLOT P. (1957) - Observations sur les Flysch des Alpes Maritimes françaises et italiennes. *B.S.G. F., (6), Tome VII, pp. 11-26.*

68. KUENEN Ph. (1958) - Turbidity currents in flysch deposition. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 51, n° 3, pp. 1009-1021.*

69. LEMOINE M. (1953) - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *B.S.G.F. (6), Tome III, pp. 105-120.*

70. LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses Alpes). *C.R. Somm. S.G.F., n° 1, pp. 41-45.*

71. LEMOINE M. (1960 a) - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la Zone Briançonnaise. *C.R. Somm. S.G.F., 7ème Série, Tome II_1, pp. 97-99.*

72. LEMOINE M. (1960 b) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la Zone Briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (Transversales de Briançon et du Queyras). *C.R. Somm. S.G.F., 7ème Série, Tome II_1, pp. 102-104.*

73. LOMBARD A. (1958) - Sédimentation du Flysch. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 51, n° 3, pp. 1022-1026.*

74. MASSE et PHILLIP (1969) - "Sur la présence de brèches et de Klippes sédimentaires dans l'Albien de la région de Sainte-Anne d'Evenos (Var). Conséquences paléogéographiques. *B.S.G.F., 7ème Série, Tome XI, pp. 666-669.*

75. MEGARD-GALLI J. (1972 a) - Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc., Série D, 274, n° 17, pp. 2443-2446.*

76. MEGARD-GALLI J. (1972 b) - Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Géol. Alpine, Tome 48, fasc. 1, pp. 131-142.*

77. MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaïta (Alpes cottiennes - Italie). *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), Tome 1, pp. 52-61.*

78. MORET L., DEBELMAS J. (1954) - Contribution à la connaissance des Zones Externes des Alpes françaises. Le Permien d'Entraigues et des Rouchoux (Massif du Pelvoux). *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 239, Série D, pp. 1015-1018.*

79. POTTER and PETTIJOHN (1963) - Paleoccurrents and basin analysis. *Editions Springer-Verlag (Berlin), chap. 4, pp. 62-112.*

80. RECH-FROLLO M. (1953) - Recherches de critères pétrographiques de la notion de Flysch. *B.S.G.F., 6ème Série, Tome 3, pp. 537-542.*

81. RECH-FROLLO M. (1959) - Le Cénomanien à blocs exotiques Nord Pyrénéen et le Wild flysch des Préalpes suisses. *B.S.G.F., Tome 2, pp. 809-816.*

82. RECH-FROLLO M. (1960) - Flysch et Molasse. *B.S.G.F., 7ème Série, Tome II_1, pp. 752-757.*

83. REILLE J.L., SEGURET M. (1969) - Sur la présence d'Olistolithes dans l'Eocène marin de la Sierra Del Cadi et sur leur signification. *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 268, Série D, pp. 1845-1848.*

84. SEILACHER A. (1969) - Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology-Elsevier, Tome 13, n° 1-2, pp. 155-159.*

85. SCHOELLER H. (1929) - La Nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Carte Géol. Fr., n° 75, Tome 33, 422p.*

86. SCHOELLER H. (1930) - Notice explicative de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50.000ème.

87. SCHOELLER H. (1947) - Sur la présence de Crétacé Supérieur dans la zone des Conglomérats de Tarentaise au Nord de l'Isère. *C.R.S.G.F. (6ème), p. 123.*

88. SOUQUET P. (1969) - Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé Supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne. *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 269, Série D, pp. 2491-2493.*

89. SOUQUET P., PEYBERNES B. (1970) - Sur l'âge crétacé des formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomanienne des Pyrénées centrales entre l'Arize et le Salat. *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 270, Série D, pp. 1209-1211.*

90. TAZIEFF H. (1961) - A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrains provoqués par le grand seisme du Chili de mai 1960. *C.R. Acad. Sc. Paris, Tome 251, Série D, pp. 2204-2206.*

91. TERCIER J. (1947) - Le flysch dans la sédimentation alpine. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 40, (2), pp. 163-198.*

92. TRUMPY R. (1955) - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais, et sur l'Origine des Nappes préalpines. *B.S.G.F. (6), .5., pp. 217-231.*

93. TRUMPY R. (1957) - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *B.S.G. F., (6), .7., pp. 443-461.*

94. VATAN A. (1967) - Manuel de Sédimentologie. *Editions Technip., Paris, pp. 1-19.*

95. ZANINETTI L., BRONNIMANN P., BAUD A. (1972) - Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse,et Préalpes du Chablais, France). *Eclogae Geol. Helv., Vol. 65/2, pp. 343-353.*